Environment Canada Environnement Canada

National Hydrology Research Institute

NHRI PAPER NO. 32
IWD SCIENTIFIC SERIES NO. 152

Observations on Ice Cover and Streamflow in the Yukon River near Whitehorse during 1983/84

M.E. Alford* and E.C. Carmack†

*Formerly with:
Water Survey of Canada
Water Resources Branch
Inland Waters Directorate
Pacific and Yukon Region
Whitehorse, Yukon Territory

Current address:
Yukon Expeditions
127 Alsek
Whitehorse, Yukon Territory

†Inland Waters Directorate
National Hydrology Research Institute
National Hydrology Research Centre
Saskatoon, Saskatchewan

Current address:
Fisheries and Oceans Canada
Institute of Ocean Sciences
9860 West Saanich Road
Sidney, British Columbia

NHRI

INLAND WATERS/LANDS DIRECTORATE
NATIONAL HYDROLOGY RESEARCH INSTITUTE
NATIONAL HYDROLOGY RESEARCH CENTRE
SASKATOON, SASKATCHEWAN, 1987
(Disponible en français sur demande)

Published by authority of
the Minister of the Environment

© Minister of Supply and Services Canada 1987

Cat. No. En 36-502/152E

ISBN 0-662-15452-5

Contents

	Page
ABSTRACT	viii
RÉSUMÉ	ix
MANAGEMENT PERSPECTIVE	x
ACKNOWLEDGMENTS	xi
1. INTRODUCTION	1
Rationale	1
Regional description	1
Engineering concerns	3
Flooding	3
Ice damage	3
Waste management	3
Objectives	3
Organization	3
2. EXPERIMENTAL DESIGN AND METHODS	5
Streamflow and water levels	5
Ice state	6
Background meteorology	6
3. OBSERVATIONS ON THE WINTER CYCLE: 1983/84	7
General trends	7
Freeze-up	8
Midwinter ice cover	11
Breakup	11
Ice cover and thickness	14
4. HANGING DAM FORMATION AND DECAY	16
General principles of formation	16
Frazil dam profiles	16
Historical data	16
Growth and decay at Marwell	16
Occurrence through the reach	17
Associated flow conditions	17
Physical characteristics	17
Optical characteristics	20
Percolation	21
5. HEAT BUDGET CONSIDERATIONS	23
Meteorological observations	23
Basic considerations	24
Heat flux calculations	24
Surface heat flux	24
Advective heat flux	28
Frictional heating	28
Heat exchange with the bed	28
Heat exchange associated with snowfall	28

Contents (Cont.)

Page

Heat budget results . . . 29
The degree-day method . . . 33
Linear heat flux approximation . . . 33
Interior heat transfer: river to ice . . . 34

6. HYDROLOGY . . . 35
Water levels and streamflow . . . 35
Velocity distributions . . . 36
Hydraulic resistance . . . 37
Bulk resistance coefficients . . . 37
General formulations . . . 37
Method of calculation . . . 38
Seasonal patterns in the Chezy coefficient . . . 39
Analysis of velocity profiles . . . 39
General formulation . . . 46
Two-power law analysis . . . 47
Logarithmic-law analysis . . . 49

7. DISCUSSION . . . 50
General trends of the ice cycle . . . 50
Freeze-up . . . 50
Midwinter . . . 50
Breakup . . . 51
Operational concerns . . . 51

REFERENCES . . . 52

APPENDIX A. Maps showing the distribution of ice cover during 1983/84 . . . 55

APPENDIX B. Saturation vapour pressure . . . 61

Tables

1. Ice cover in the Whitehorse reach . . . 15
2. Cross-sectional areas and flow parameters at Marwell . . . 18
3. Comparison of streamflow measurements . . . 21
4. Meteorological observations . . . 25
5. Surface heat flux . . . 30
6. Channel geometry . . . 40
7. Hydraulic parameters . . . 43
8. Vertical velocity profiles—power-law analysis . . . 48
9. Stress and roughness values from log-law analysis . . . 48

Illustrations (Cont.)

		Page
Figure 1.	Schematic of the seasonal ice cycle on an interconnected lake-river system	1
Figure 2.	Area map	2
Figure 3.	Station locations	2
Figure 4.	Relationship between streamflow and water level at Marwell	3
Figure 5.	Current meter and weight assembly	5
Figure 6.	Portable heated metering sled	5
Figure 7.	Rammsonde assembly	6
Figure 8.	Streamflow records for the Yukon River at Whitehorse	7
Figure 9.	Historical freeze-up and breakup dates	7
Figure 10.	Ice conditions at the approximate time of maximum water level at Marwell in three winters	8
Figure 11.	Freezing sequence observed in 1983/84	8
Figure 12.	Frazil floe and slush	9
Figure 13.	Shore ice	9
Figure 14.	Ice front	10
Figure 15.	Open channel and advancing ice front	10
Figure 16.	Breakup sequence observed in 1983/84	11
Figure 17.	Plate formation	12
Figure 18.	Ripple formation	12
Figure 19.	Overflow at Marwell	13
Figure 20.	Breakup jams	13
Figure 21.	Ice-free area (November 1983 to February 1984)	14
Figure 22.	Mean ice thickness and volume at Marwell (November 1983 to March 1984)	14
Figure 23.	Historical frazil dam profiles at Marwell	17
Figure 24.	Lateral frazil dam profiles at Marwell showing ice and slush horizons	18
Figure 25.	Longitudinal frazil dam profiles along study reach	19
Figure 26.	Mean velocity at Marwell and Froude number as functions of time	19
Figure 27.	Mean velocity at Marwell in relation to hanging dam area and open channel area	19
Figure 28.	Schematic of frazil dam deposition	19
Figure 29.	Hardness of slush in relation to depth	20
Figure 30.	Solar radiation profiles	21
Figure 31.	Air temperature	23
Figure 32.	Wind speed	23
Figure 33.	Barometric pressure	23
Figure 34.	Relative humidity	23
Figure 35.	Net shortwave radiation	23
Figure 36.	Cloud cover	24
Figure 37.	Schematic of heat budget parameters	24
Figure 38.	Radiative heat flux	29
Figure 39.	Evaporative and conductive heat flux	29
Figure 40.	Summary of individual heat flux components	29
Figure 41.	Surface heat flux	29
Figure 42.	Total heat flux	29
Figure 43.	Degree-days vs. time	33
Figure 44.	Degree-days in relation to ice thickness	33
Figure 45.	Linear heat flux approximation	33
Figure 46.	Daily water levels at AM, M, and BM	35
Figure 47.	Surface slope between AM and M, and M and BM	35
Figure 48.	Water level at AM relative to ice front position	36

Illustrations (Cont.)

		Page
Figure 49.	Effect of advancing ice front on hydraulic gradient	36
Figure 50.	Velocity section	37
Figure 51.	Velocity profiles beneath clean ice and slush ice in a section normal to the frazil dam	38
Figure 52.	Example of velocity fluctuation	38
Figure 53.	Chezy coefficient vs. time	39
Figure 54.	Correlation curves for Chezy coefficient vs. water level	46
Figure 55.	Vertical profiles of velocity for profiles listed in Table 8.	49
Figure 56.	Vertical profile of velocity for mean profile at Marwell	49
Figure 57.	Schematic of seasonal ice cycle on the Yukon River near Marwell	50

Abstract

The objective of the Yukon Ice Seasonality Experiment (YISEX) is to obtain an understanding of physical processes affecting ice cover on northern lake and river systems. This report focuses on the winter cycle of hydrology and ice regime along a reach of the Yukon River near Whitehorse, based on studies carried out in the winter of 1983/84. The reach is of practical concern because of its location immediately below the Whitehorse Rapids hydro site, and because of the risk of flooding at freeze-up.

Covered in this report are: (1) a review of historical data from the study area, (2) a quantitative description of surface ice and frazil dam growth and decay, (3) a description of the meteorological conditions and the associated heat budget for the reach, and (4) an analysis of the effects of ice cover on the hydraulic resistance of the reach throughout winter.

The Whitehorse reach is ice-covered from about December to April each year, and is further characterized by the annual formation of an extensive frazil dam. The initial freeze-up period is characterized by two processes: first, the growth of static ice outwards from the shore, leaving an open, fast-flowing channel within which frazil ice forms and runs with the current; and second, the bridging at certain sites, particularly at the constriction below Marwell, of frazil pans and floes that results in an ice front that progresses upstream. Midwinter is characterized by a condition of stability and an overall decrease in the roughness of the ice cover. The period of breakup is marked by several related phenomena, including the formation of ice ripples, the creation of a variety of ice forms that run with the flow, the opening up of thermal leads along the velocity core, the occurrence of overflow runs at various locations along the reach, and ice jamming.

Examination of historical dates of freeze-up and breakup shows that altered streamflow subsequent to construction of the Whitehorse Rapids hydro site has decreased the period of ice cover by five to six weeks.

The frazil dam forms as frazil accumulates below the ice cover behind the advancing ice front. The dam that formed in 1983/84 was similar in size and form to those observed in earlier surveys. It was found to lie off to the side of the velocity core, except at the Below Marwell section, where it was found to lie directly above the velocity core. The dam was observed to have reached its maximum volume immediately after freeze-up. A comparison of streamflow measurements upstream and directly under the frazil dam verifies that virtually no percolation of flow takes place.

Heat budget terms were computed primarily for the purpose of future application to numerical models of ice growth. Net heat loss typically varies between 50 and 400 W m^{-2}, with the largest losses being due to outgoing longwave radiation and the conductive flux. For engineering applications, coefficients were found for the Stefan equation relating ice thickness to degree-days of freezing air temperatures, and to the linear heat flux approximation relating heat loss to air temperature.

The hydraulic resistance of the reach was found to vary with seasonal and local ice conditions; that is, in relation to the advancing ice front during freeze-up, to the presence of frazil accumulations within the channel, and to the formation of irregularities in the ice cover during breakup. During freeze-up, the channel conveyance capacity is lowest, and flood risk is highest. Furthermore, ice irregularities were found to influence the shape of vertical profiles of velocity.

Résumé

L'objectif de l'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY) est d'en arriver à comprendre les processus physiques qui affectent le manteau glaciel sur les lacs et réseaux hydrographiques du Nord. Le rapport porte surtout sur le cycle hivernal du régime hydrologique et glaciel dans un bief du fleuve Yukon près de Whitehorse, à partir d'études effectuées pendant l'hiver 1983-1984. Le bief présente un intérêt particulier du fait qu'il se trouve immédiatement en aval du site hydroélectrique des rapides de Whitehorse et en raison du risque de crues au moment de la prise des glaces.

Le rapport comprend les éléments suivants : (1) un examen des données chronologiques qui proviennent de la zone observée, (2) une description quantitative de la glace de surface et de la croissance et de la décroissance des barrages de frasil, (3) les conditions météorologiques et le bilan thermique connexe pour le bief, et (4) une analyse des effets du manteau glaciel sur la résistance hydraulique du bief pendant l'hiver.

Le bief de Whitehorse est couvert de glace d'environ décembre à avril de chaque année et il se caractérise notamment par la formation annuelle d'un grand barrage de frasil. La période initiale de prise des glaces se caractérise par deux processus : premièrement, la croissance de glaces statiques en direction du large à partir de la rive, ce qui laisse un chenal ouvert et à débit rapide à l'intérieur duquel du frasil se forme, pour emprunter ensuite le courant; et deuxièmement, la formation de ponts à certains endroits, particulièrement à l'étranglement en aval de Marwell, de pans de frasil et de floes qui donnent une falaise de glace en progression vers l'amont. Le milieu de l'hiver se caractérise par un état de stabilité et une diminution générale dans la rugosité du manteau glaciel. La période de la débâcle est marquée par plusieurs phénomènes connexes, dont la formation de rides de glace, la création de diverses formes de glace courant dans le sens de l'écoulement, l'ouverture de chenaux thermiques le long du noyau de vitesse, la présence de ruisselets de débordement à divers endroits le long du bief et la blocade des glaces.

L'examen de la chronologie de la prise des glaces et de la débâcle montre que le débit modifié par suite de l'aménagement du site hydroélectrique des rapides de Whitehorse a réduit la durée du manteau glaciel de cinq à six semaines.

Le barrage de frasil se forme lorsque le frasil s'accumule sous le manteau glaciel derrière la falaise de glace en progression. Le barrage qui s'est formé en 1983-1984 avait une forme et une taille semblables à ceux observés au cours de relevés plus anciens. Les auteurs ont constaté qu'il était situé à côté du noyau de vitesse sauf sur les lieux de la section en aval de Marwell, où il se trouvait juste en amont du noyau de vitesse. Les auteurs ont aussi constaté que le barrage avait atteint son volume maximal immédiatement après la prise des glaces. La comparaison des mesures de débit en amont et directement en aval du barrage de frasil permet de vérifier qu'il n'existe à peu près aucune percolation de l'écoulement.

Les termes du bilan thermique ont été calculés principalement pour les besoins d'applications futures à des modèles numériques de la croissance des glaces. Une perte de chaleur nette varie ordinairement entre 50 et 400 W m^{-2}, les pertes les plus considérables étant dues au rayonnement à grandes ondes de sortie et au flux de conduction. Pour les besoins d'applications techniques, des coefficients ont été trouvés pour l'équation de Stefan mettant en relation l'épaisseur de la glace aux degrés-jours de températures de gel atmosphérique et à l'approximation du flux thermique linéaire mettant en relation la perte de chaleur par rapport à la température de l'air.

Il a été constaté que la résistance hydraulique du bief variait en fonction des conditions glacielles saisonnières et locales, soit par rapport à la falaise de glace en progression pendant la prise, à la présence d'accumulations de frasil à l'intérieur du chenal et à la formation d'irrégularités dans le manteau glaciel pendant la débâcle. La capacité de transport du chenal est plus faible pendant la prise, et les risques de crue sont plus grands. Les auteurs ont en outre constaté que les irrégularités glacielles influaient sur la forme des profils verticaux de la vitesse.

Management Perspective

The rivers and large lakes in Canada's North have long histories as exploration, trade, and transportation routes. They have played, and in some cases still play, a significant part in the economic development and well-being of the territories. The roles they play in the future may change, but will be no less important. As the population grows and the industrial base increases, the demand for recreational opportunities and for more energy will also increase. The potential for using the lakes for natural water storage behind small structures at their outlets, for erecting new dams and creating new reservoirs on rivers, or for diverting water within and between basins to use it more effectively for generating power has already been investigated and proposals have been made.

Our experience managing water resource developments in southern British Columbia prepares us inadequately for managing similar developments in the North, where the climate is much more severe and a thick ice cover persists for half the year. Alterations to the annual cycle of lake levels and river flows imposed by artificial control and the changed timing and magnitude of discharge and drawdown will have an effect of unknown degree on the ecologies of the affected lakes and rivers. Some of these consequences can be related directly to changes in the processes controlling ice growth and decay and to the nature of the ice itself.

Wise management of the wealth of resources in Canada's North is imperative if the twin goals of conservation and sustained growth are to be reached. Such management requires a broad range of information, else the potential is high for either overlooking serious consequences or adopting an overly conservative approach.

In this report, based on field observations taken over one complete winter cycle, an important step is taken towards understanding the physical processes affecting ice cover on northern, cordilleran lakes and rivers. The data and observations will provide a basis for planning future studies, a starting point for predicting the environmental and ecological consequences of regulated levels and flows, and an early, as yet undefined, basis for modelling ice-covered systems.

C.H. Pharo, Acting Chief
National Water Research Institute
Pacific and Yukon Region

July 19, 1985

Acknowledgments

This work was carried out only because of the support, cooperation, and encouragement of Renee Alford and Carole Carmack.

We extend our sincere appreciation to E. Marles and V. Chamberlain for their efforts and attention to detail in data reduction; to R. Wiegand for carrying out the programming required for the analysis of the time series data; and to M. Jarvis for assistance with field work. Drafting and illustrating were done by A. Weller and B. Gordon.

We are grateful to personnel of the Atmospheric Environment Service at Whitehorse and Downsview for providing us with meteorological observations. We also acknowledge the full cooperation of staff at the Whitehorse Rapids hydro site for making available to us data on streamflow. We would also like to thank Arctic Diamond Drilling Ltd. in Marwell for allowing us daily passage through its property.

We are grateful to the management of the Inland Waters Directorate for allowing author Alford time to pursue this line of research.

Introduction

RATIONALE

Ice cover on the rivers and lakes of northern Canada affects water levels, streamflows, and many human activities. Knowledge of ice-covered systems is so poor, however, that predicting the environmental effects of development and water management practices is very difficult. For this reason, the Yukon Ice Seasonality Experiment (YISEX) was designed to provide information about the processes of ice growth and decay on a large northern river, especially in reaches that are populated, that are subject to ice jamming or flooding, or that are downstream from lakes and reservoirs (Fig. 1).

In this report we discuss the ice regime and hydrology of the Yukon River near Whitehorse in the Yukon Territory using hydrological, meteorological, and ice distribution data obtained over a complete winter cycle. These data will allow the development and testing of mathematical models for ice-covered systems.

REGIONAL DESCRIPTION

The Yukon River rises in northwestern British Columbia, passes through a series of headwater lakes (Atlin, Tagish, Bennett, and Marsh lakes), and flows in a northwesterly direction across the Yukon (Fig. 2). At Whitehorse the river drains an area of approximately 19 400 km^2 and has a mean annual streamflow of about 240 $m^3 s^{-1}$.

That part of the Yukon River selected for study through the winter of 1983/84 extends from the Robert Campbell Bridge (at the south end of Whitehorse) to the narrows located 4.3 km downstream (Fig. 3). Along this reach the river changes from a single-channel stream to one including sections with islands that offers one main channel and several small secondary channels. Water depth varies a great deal through the reach, with an average depth of 3.2 m at high stage. Average flow velocities are reasonably high, about 1.8 m s^{-1} in summer and 0.7 m s^{-1} in winter. The average slope of the river through the reach is

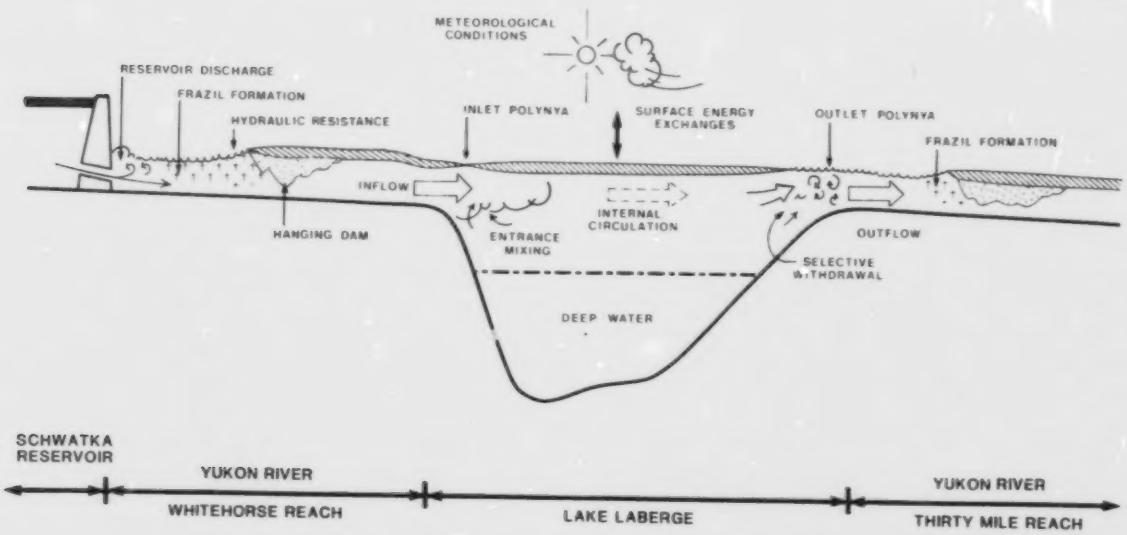


Figure 1. Schematic of the seasonal ice cycle on an interconnected lake-river system.

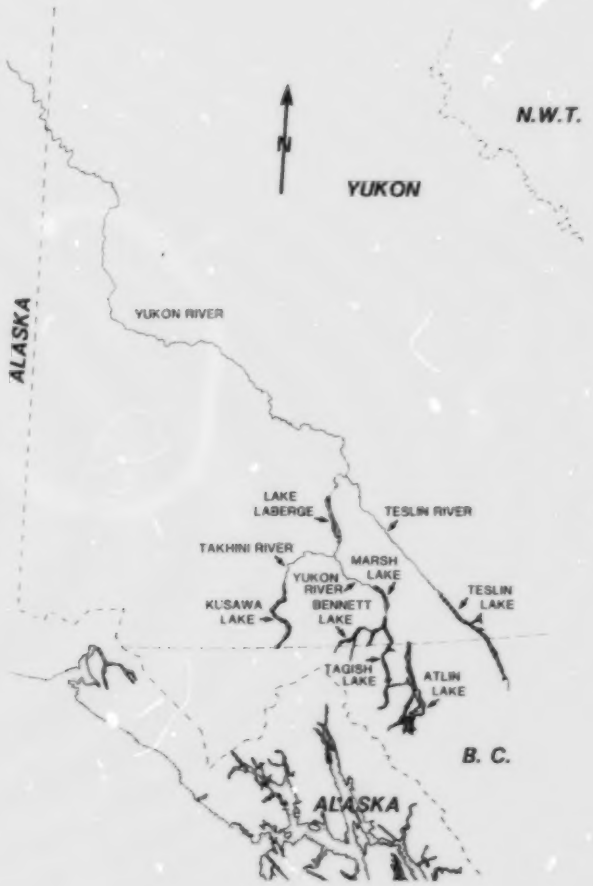


Figure 2. Area map.

0.5×10^{-3}. The relationship between streamflow and water level at the Marwell section is shown in Figure 4. During the course of a year, streamflow varies between about 120 and 500 $m^3 s^{-1}$, and the corresponding water level varies by about 2 m. However, because of increased hydraulic resistance during the period of ice cover, the reach displays a backwater effect, shown by deviations from the open water curve.

There are two main constrictions within the reach; these are indicated as the Marwell and Below Marwell sections in Figure 3. The latter is considered to be the hydraulic control for this reach under ice-free conditions.

The flow of the Yukon River has been modified by the construction of two dams upstream from Whitehorse. Marsh Lake Dam was rebuilt in 1951/52. An earlier version, built in 1902, served to hasten the breakup of ice on Lake Laberge and thus advance the date of steamer navigation. Its main purpose now is storage, e.g., to provide increased winter flows for hydroelectric power generation. In 1957/58 the Northern Canada Power Commission (NCPC) built a "run of river" dam near Whitehorse Rapids. Initially, only two generating units were installed. Later additional units were added, one in 1969 and one in 1983, to use winter flows more efficiently. At present the streamflow is regulated at the lower dam, subject to structural and legal limitations. Specifically, water levels behind the dam (Schwatka Lake) cannot exceed 653.34 m nor go below 652.27 m.

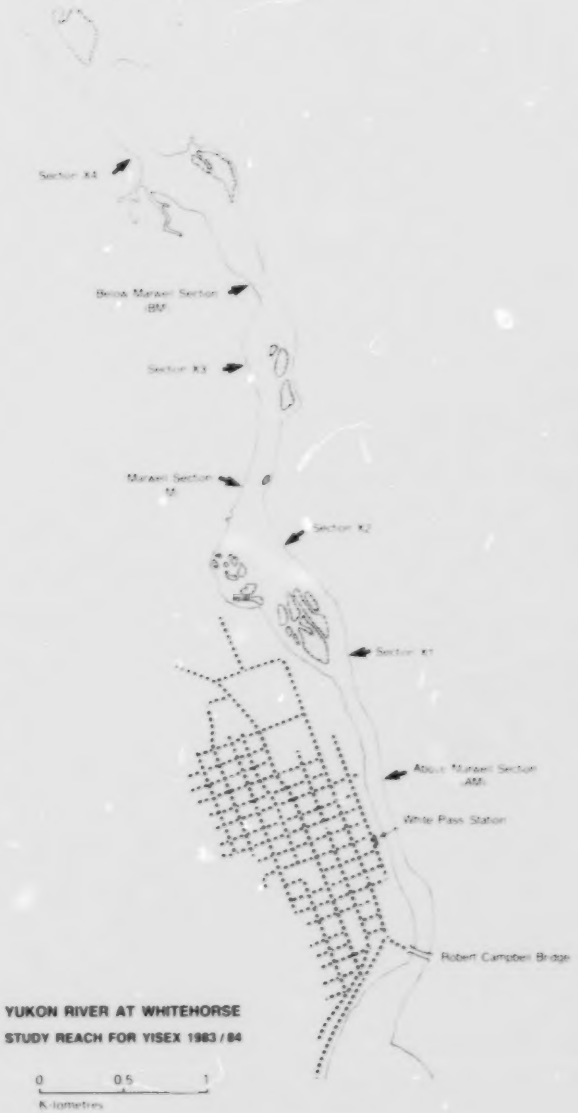


Figure 3. Station locations.

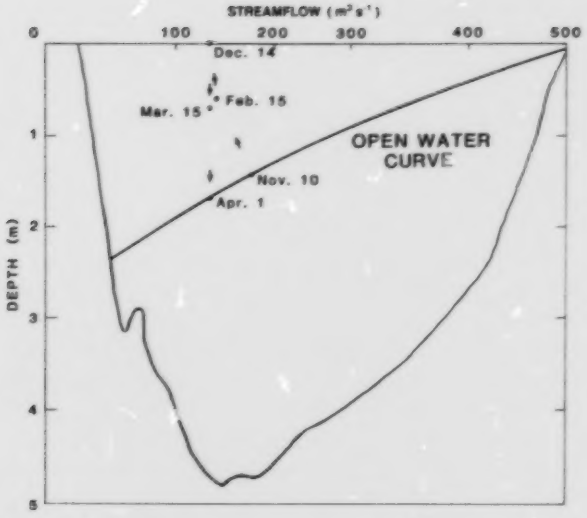


Figure 4. Relationship between streamflow and water level at Marwell.

ENGINEERING CONCERNS

Flooding, ice damage, and waste management are practical reasons for investigating flow and ice conditions in the Yukon River at Whitehorse.

Flooding

While there is no evidence of flooding within the reach caused by high runoff in summer (maximum streamflow of up to 640 $m^3 s^{-1}$), flooding associated with ice formation in November and December has resulted in damage to private and commercial property. The area near Marwell is especially susceptible to winter flooding. (A water level above 631 m at Marwell is considered a flood.) Prior to the construction of the NCPC dam, flooding often extended as far south as Main Street; a record high flood level of 634 m occurred in November 1935. Since the construction of the dam, which allows flow regulation during the critical freeze-up period, flooding has been confined to the Marwell area.

River channel conveyance capacity during ice-cover periods is critical to the optimization of available water for power generation. A fourth generating unit was installed at the dam in 1983, which doubled the plant's capacity to 40 MW. Should additional upstream storage be developed and used, the need to release greater volumes of water in winter will increase flood risk, especially during the critical freeze-up period.

Ice Damage

The river at Whitehorse rarely freezes over upstream from the bend immediately above the Robert Campbell Bridge because of the nearby dam. High heat losses in this open reach of the river result in the production of frazil and slush ice over significant periods of time. There have been occasions when ice has accumulated on the bridge pier, causing concern among city engineers. In 1973 the original Robert Campbell Bridge was damaged beyond repair by ice pressure.

Waste Management

In 1978 a sewage pumping station was built on the west bank of the river near Marwell. To pump sewage to a lagoon located on the east bank 2.5 km downstream, a pipe was laid across the river. Because of concerns about its effect on the ice cover, the pipe was buried the following year. While direct disposal of wastes does not appear to be a problem within the study reach, it is of concern downstream from the sewage outfall, and the general question of material dispersion in an ice-covered system is an important subject in water resource management.

OBJECTIVES

The objectives of this report are:

(1) to provide an account of the formation and subsequent behaviour of the ice cover of the Yukon River at Whitehorse through the winter of 1983/84;

(2) to relate measurements of water level and streamflow to the distribution of frazil, the formation of frazil dams, overall ice cover, and changes in channel resistance;

(3) to describe the effect of ice jams and ice dams on channel capacity; and

(4) to relate the processes of ice formation, structural change over a period of time, and decay to prevailing meteorological conditions.

ORGANIZATION

Each chapter of this report is intended as a self-contained, descriptive summary of one aspect of the seasonal ice cycle. In Chapter 2 the experimental design and methods are described. Chapter 3 describes the ice cover

during the freeze-up, midwinter, and breakup periods. In Chapter 4 data are presented on the occurrence and properties of the hanging dam formed within the reach. Chapter 5 is concerned with the heat budget of the reach. Chapter 6 examines the effects of ice formation on the hydraulics of the reach. Finally, Chapter 7 summarizes these observations from both scientific and engineering points of view.

Experimental Design and Methods

To understand the seasonal ice cycle is to understand the interrelated set of parameters that influence ice growth and decay. In YISEX, the observational program comprised three parts: streamflow and water levels, ice state, and the background meteorology. Each of these programs is described below; the study site is shown in Figure 3.

STREAMFLOW AND WATER LEVELS

In order to monitor water levels, staff gauges were installed at three locations in November 1983:

(1) at the Above Marwell (AM) section located 1100 m downstream from the Robert Campbell Bridge (on the Goldrush River Tours wharf);

(2) at the Marwell (M) section located at the channel constriction 3100 m below the bridge (near the Arctic Diamond Drilling Ltd. compound); and

(3) at the Below Marwell (BM) section located 4300 m downstream from the bridge and coincident with the second constriction in the reach.

Each gauge was surveyed relative to geodetic datum. The water level was recorded at approximately one-day intervals throughout the periods of freeze-up and breakup, and at approximately two-day intervals during midwinter. To minimize aliasing problems associated with diurnal fluctuations in water level (Santeford and Alger, 1984), an attempt was made to record water levels at the same time each day.

Water levels were recorded at Whitehorse from 1902 to 1972. The White Pass and Yukon Route maintained a gauge at its wharf in front of the railway station from 1902 to 1949. In 1949 this gauge was tied to the geodetic datum by the Water Survey of Canada, which then maintained the gauge until 1960; from that date until 1972, water levels were recorded by the Survey at the Robert Campbell Bridge.

For the measurement of velocity, a Price model 622 "winter pattern" current meter mounted on a pancake weight assembly was used (Fig. 5). The meter assembly is deployed from a sounding reel mounted on a meter sled equipped with a hot-air chamber (Fig. 6). This design allows the accurate measurement of velocity (± 0.05 m s^{-1}) at working temperatures as low as -60°C.

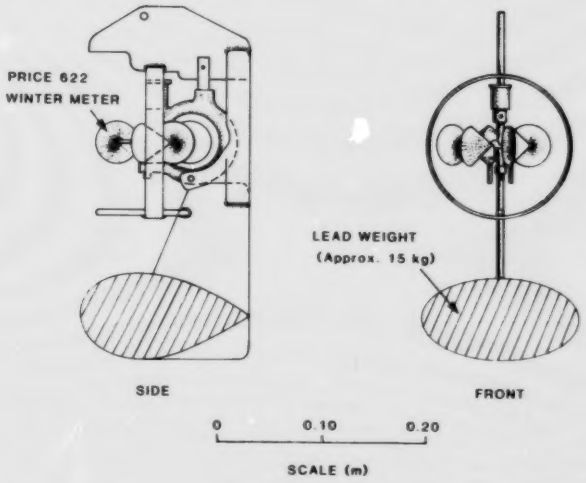


Figure 5. Current meter and weight assembly.

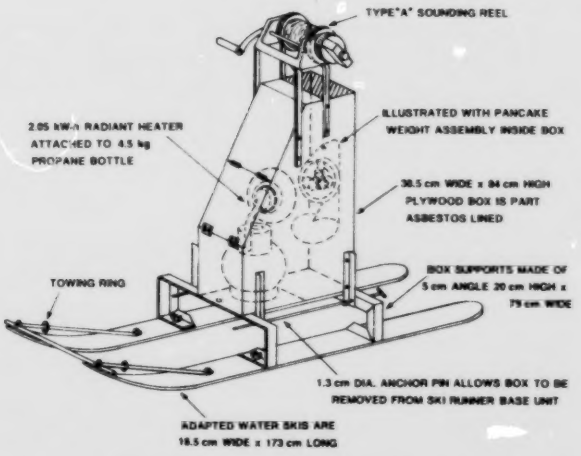


Figure 6. Portable heated metering sled.

For the computation of total streamflow, measurements were taken through 20 or more holes drilled through the ice across a given section. At each point velocity was determined at the 0.2 and 0.8 of total depth levels; the mean velocity at that point was taken as the average of these two values in accordance with standard practice. For computations requiring more detailed profiles of velocity, e.g., the determination of friction parameters, measurements were taken at each tenth of total depth level.

ICE STATE

At each hole drilled for hydrometric purposes, measurements were also taken for snow, ice, and slush thickness and for water depth. Snow and ice thickness were measured by using a "Yukon pattern" ice staff; slush thickness was determined by using the current meter assembly and noting the depth at which the meter encountered flow; water depth was determined from the meter reel.

Tests to determine the hardness of the slush forming the frazil dam were made using a rammsonde device (Fig. 7). This consisted of a 2.1-m length of 1.9-cm^2 steel tubing to which were attached a hockey puck at one end and a rod to guide a falling weight at the other. A 1.09-kg weight dropped a distance of 0.30 m was used.

Measurements related to the optical characteristics of the snow and ice cover were taken using a submersible, quantum-type light meter (Lambda Instruments model LI-192B). Above-ice readings were taken of incoming and outgoing radiation. Underwater readings were taken at 0.25-m depth intervals below the bottom of the sheet ice.

BACKGROUND METEOROLOGY

Air temperature and barometric pressure were recorded daily at the Alford residence in Riverdale, approximately 1 km from the study reach. In addition, air temperature, barometric pressure, wind velocity, relative humidity, and shortwave radiation were recorded by the Atmospheric Environment Service at Whitehorse Airport, also located about 1 km from the study reach.

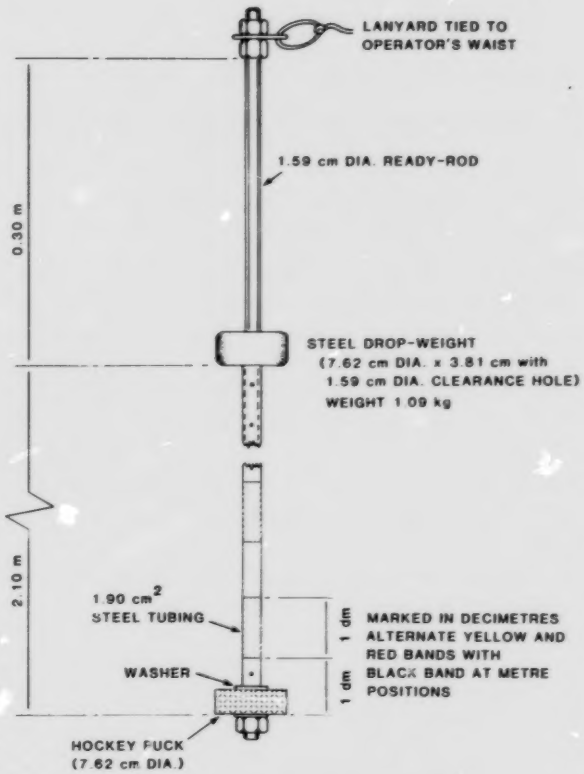


Figure 7. Rammsonde assembly.

To measure water temperature, a self-recording thermograph was laid on the streambed close to the east bank and 30 m upstream from the Robert Campbell Bridge. This instrument is accurate to within ±0.02°C, and was set to record at one-hour intervals.

Observations on the Winter Cycle: 1983/84

In this chapter we describe the annual cycle of ice cover advance and retreat at Whitehorse. Related studies have been carried out by Monenco Consultants Pacific Ltd. (1979, 1980) and Underhill Engineering Ltd. (1979, 1980) to examine the relationship between the ice regime and water levels within the reach. For a more general description of the seasonal ice regime on rivers, see Michel (1971), Ashton (1978), and Osterkamp and Gosink (1983).

GENERAL TRENDS

Streamflow records for the Yukon River at Whitehorse are shown in Figure 8, distinguishing between flow conditions before and after construction of the NCPC dam at Whitehorse Rapids. In general, flows peak in late summer and are about four to five times greater than those in winter. Operation of the dam has resulted in a decrease in spring and autumn flows and a corresponding increase in winter flows. In general, the streamflows observed during the winter of 1983/84 were typical of post-dam conditions.

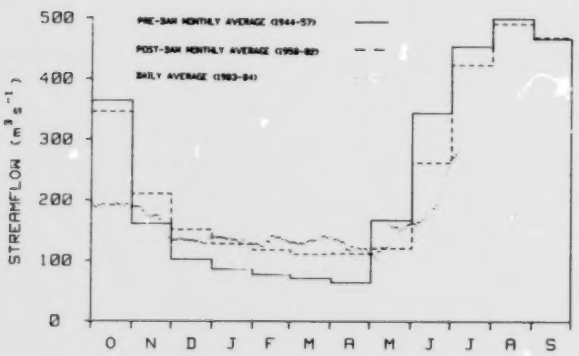


Figure 8. Streamflow records for the Yukon River at Whitehorse.

Historical dates of freeze-up and breakup, based on observations obtained at the White Pass Station, are shown in Figure 9. Again, a distinction is made between data obtained before and after construction of the dam. Prior to construction of the dam and increased winter streamflows, the average dates of freeze-up and breakup were November 27 (std. dev. = 12 days) and April 25 (std. dev. = 8 days), respectively. After construction of the dam, the average date of freeze-up was set back to December 28 (std. dev. = 21 days), while the average date of breakup was moved ahead to April 12 (std. dev. = 12 days). On average, therefore, altered streamflows have decreased the period of ice cover by five to six weeks.

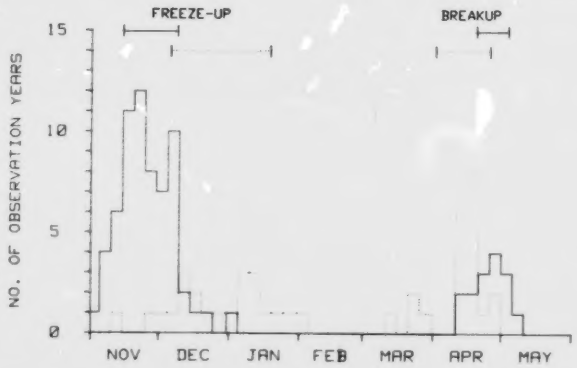


Figure 9. Historical freeze-up and breakup dates. Shown in 5-day block intervals, solid lines denote pre-dam observations, dotted lines denote post-dam observations, and horizontal bars (solid and dotted) denote the average dates of freeze-up and breakup (pre-dam and post-dam periods respectively).

The winter of 1983/84 was a mild one for the Whitehorse area, with above-normal temperatures and below-normal snowfall. This resulted in a relatively short ice period. The study reach was ice-covered by January 2 and was open by March 28.

In the following description we divide the ice cycle into three time-periods: freeze-up, midwinter ice cover, and breakup.

FREEZE-UP

Some general features of the freeze-up period can be determined by comparing past ice distributions with those observed in the study year. This comparison is made for ice conditions existing at the time of maximum water level at M (Fig. 10). The most significant aspects here are that ice cover is completed first in the lower portions of the reach, and that open channels persist well into winter, especially in the upper portions of the reach and at midchannel, where flow velocities are highest. Such conditions are commonly associated with frazil ice production and the formation of frazil dams.

The freezing sequence observed in 1983/84 is summarized in Figure 11 (also see Appendix A). The first signs of freezing occurred during the second and third weeks of November with the appearance of shorefast ice in the back channels of the river, coincident with the time that river temperatures dropped to 0°C. By November 27 (Fig. 11a) shore ice lined a significant portion of the reach.

The next stage in the freezing sequence was dominated by the formation of frazil ice and its subsequent agglomeration into frazil flocs, frazil pans, slush, and frazil

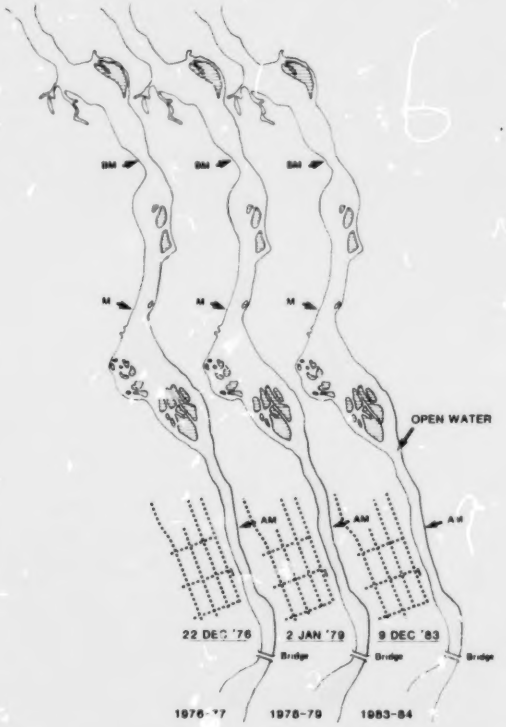


Figure 10. Ice conditions at the approximate time of maximum water level at Marwell in three winters.

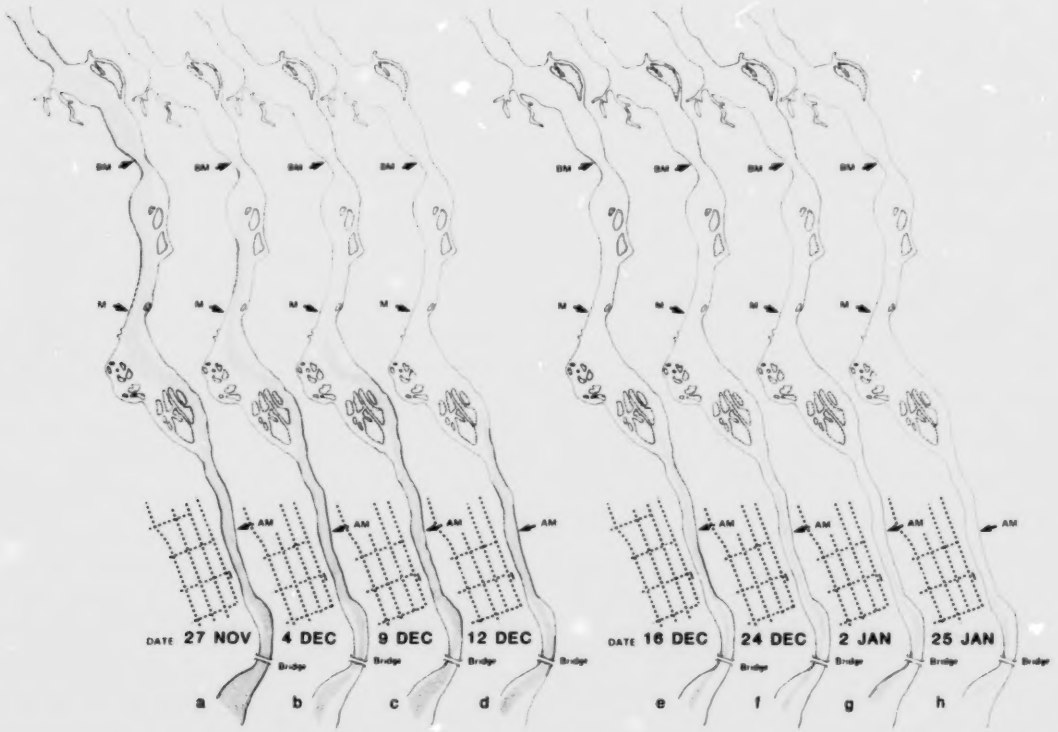


Figure 11. Freezing sequence observed in 1983/84.

floes, which covered up to 50% of the river's surface area. Bridging and deposition of this ice eventually led to a static ice cover in the lower portion of the reach (Fig. 11b). At that time, the reach downstream from BM was almost completely closed, with the exception of some small open channels with very high velocities.

Frazil ice deposition also led to the formation of anchor ice; an unusually heavy accumulation was observed during this particular winter. The greatest accumulation occurred just upstream from the bridge, and in that reach extended from 1.5 km below the bridge to 1.0 km above. It is noteworthy that the ice cover at BM bore a heavy

Figure 12. Frazil floe and slush.

Figure 13. Shore ice.

concentration of gravel, whereas the other sections were relatively clean.

The remainder of the freezing sequence can be characterized as a gradual closing in of shore ice, forming a narrow open channel along the axis of maximum flow velocity, and the progressive advance of the ice front caused by the deposition of floes formed farther upstream. By December 9 (Fig. 11c) the ice front had progressed upstream from M and by December 12 and 16 (Figs. 11d and 11e) to the vicinity of the main island group in the river, yielding an average rate of ice front advance of 150 m d^{-1}.

Figure 14. Ice front.

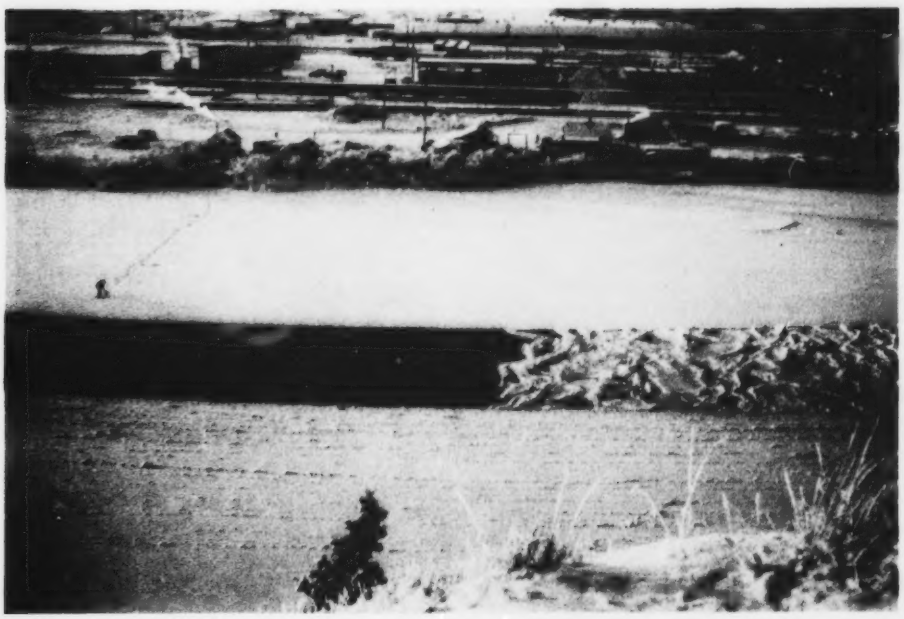


Figure 15. Open channel and advancing ice front.

Mild weather between December 16 and 24 resulted in little change in the area of ice cover (Fig. 11f). On January 2 the study area closed over completely (Fig. 11g), although a narrow channel in the vicinity of the Robert Campbell Bridge remained open throughout the winter (Fig. 11h).

Some small-scale features observed during freeze-up are worth bearing in mind, especially when one attempts to apply simple hydraulic and thermodynamic models to this complex process. These features are: frazil floe and slush running with the river (Fig. 12); diurnal layering of shore ice, which results from low night-time temperatures (Fig. 13); the extremely rough nature of the advancing ice front (Fig. 14); and the advance of the ice front by the accumulation of running ice within the channel formed by the inward convergence of shore ice (Fig. 15).

MIDWINTER ICE COVER

Ice conditions typical of the midwinter or near-equilibrium period are shown in Figure 11h. At this time the entire river was closed with the exception of a narrow strip near the bridge and a channel leading from below the bridge to the dam. The occurrence of some open water throughout winter is typical of this area and is important to the river's heat budget. A second feature of midwinter conditions is the smoothing of the ice surface. This decrease in roughness has an important effect on midwinter flow conditions. (See Chapter 6, the section Hydraulic Resistance.)

BREAKUP

The breakup sequence observed in 1983/84 is summarized in Figure 16 (also see Appendix A). The first signs of breakup appeared in early March (Fig. 16a) with the occurrence of small patches of overflow and the accumulation of large pans of fractured ice immediately downstream from the bridge. Conditions on March 11 (Fig. 16b) show the continued accumulation of pans as well as the development of a significant run of overflow water in the upper portion of the study reach. By March 15 the run of overflow water had extended almost the entire length of the reach; its effect is seen in Figures 16c and 16d as the lead upstream from M. This feature appears to be associated with the axis of maximum flow velocity, and is a precursor of the formation of open-water channels.

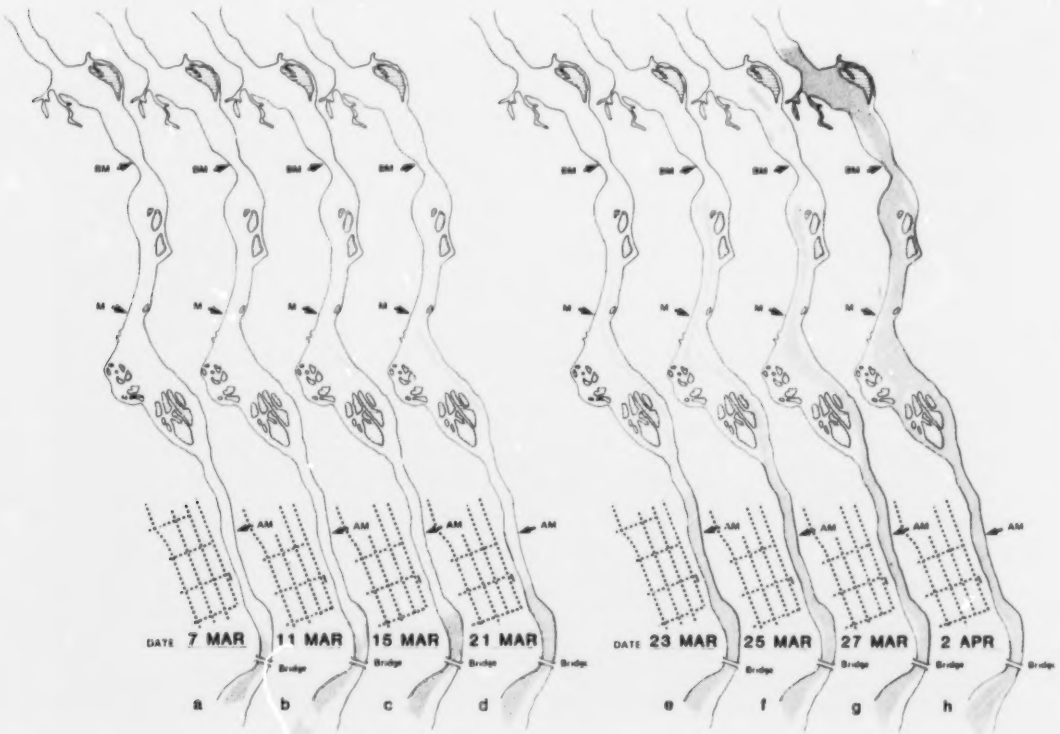


Figure 16. Breakup sequence observed in 1983/84.

Figure 17. Plate formation.

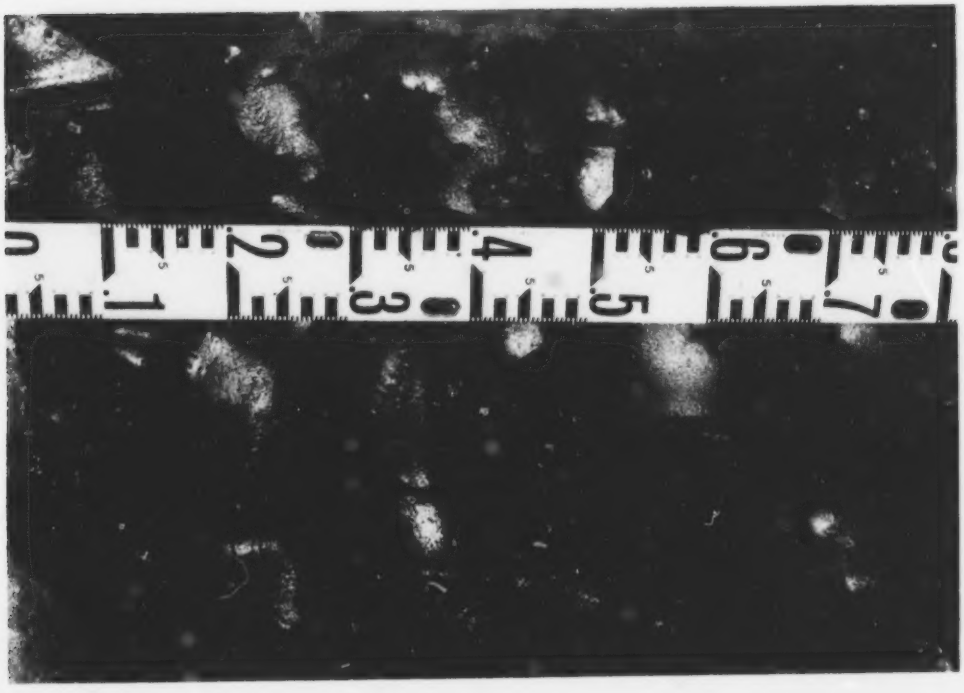


Figure 18. Ripple formation.

Figure 19. Overflow at Marwell.

Figure 20. Breakup jams.

By March 23 the upper portion of the reach was ice-free and an open channel extended beyond M. A small ice jam, typical of many that formed during this particular breakup, was observed upstream from M (Fig. 16e). This general pattern continued through the remainder of the breakup period (Figs. 16f and 16g). By March 28 the reach was open and by April 2 only isolated patches of ice remained along the shore (Fig. 16h; Appendix A).

A number of interesting small-scale features associated with breakup were documented. For example, when holes were drilled through the ice during the early stages of breakup, small plates were carried onto the ice surface by the upwash. These platelets were typically 0.05 m across and 0.01 m thick (Fig. 17). They were observed to form as a consequence of overflow water freezing at night and subsequently being broken into small pieces by daytime ice movement. Some of these pieces were then washed into open water and carried under the existing ice cover. In addition to the platelets, we have also observed pebblelike nodules the size of seagulls' eggs. While the origin of these nodules is uncertain, we believe them to be evolved from frazil aggregates during the latter part of winter. (It is the experience of author Alford that both platelets and nodules are common features at breakup.)

Another feature observed during early breakup was that of ripples forming on the underside of the ice (Fig. 18). These ripples had wavelengths of 0.1 to 0.2 m and maximum heights of 0.05 m. Ripple formation has been observed in other river systems (Carey, 1966; Ashton and Kennedy, 1972), and is thought to have an effect on hydraulic resistance (Tsang, 1982b).

An example of an overflow run is shown in Figure 19. While direct measurements are not available, it is unlikely that more than 10% of the total streamflow is carried as overflow during breakup. However, the presence of overflow has a significant effect on surface albedo.

Perhaps the most significant characteristic of breakup is that of ice jamming (see Beltaos, 1983, for review). While jamming does occur at Whitehorse (Fig. 20), it appears to have less effect than freeze-up on water levels within the reach.

ICE COVER AND THICKNESS

Daily values of areal ice cover within the reach were computed from the maps shown in Appendix A and are listed in Table 1. The plot of the ice-free area from November 1983 to February 1984 (Fig. 21) depicts an exponential-like curve during freeze-up, with rapid growth of ice cover early on, followed by a slow covering over of the reach. The deterioration of cover at breakup progressed at a more rapid pace.

Figure 22 shows the mean ice thickness as measured at M and the total volume of ice within the reach computed

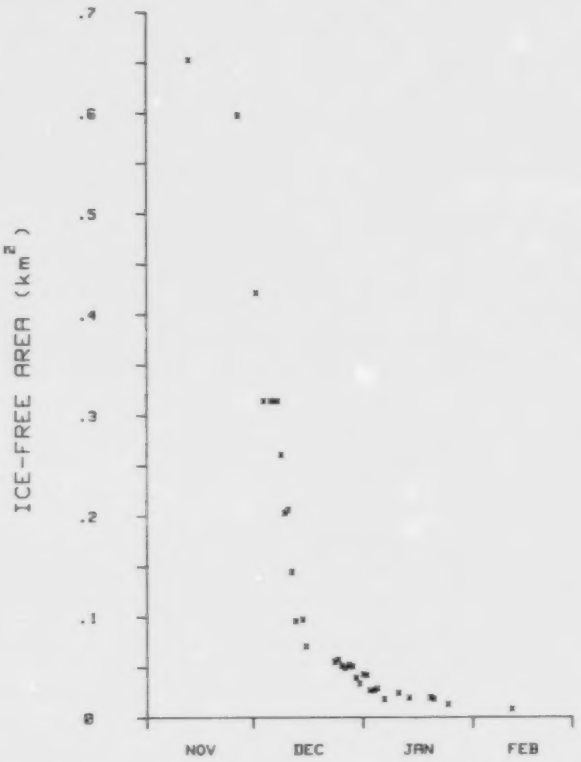


Figure 21. Ice-free area (November 1983 to February 1984).

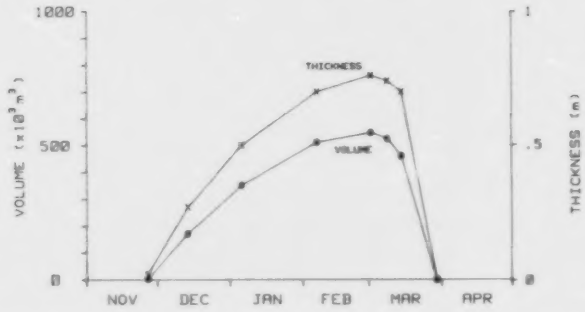


Figure 22. Mean ice thickness and volume at Marwell (November 1983 to March 1984).

as the product of areal coverage times mean thickness. Both curves suggest similar trends, e.g., moderate growth during freeze-up, steady conditions during midwinter, and rapid deterioration at breakup.

So far our description of the ice cover has been based on surface observations. However, one of the most fascinating aspects of the ice cover at Whitehorse concerns the accumulation of frazil ice below the sheet ice. This is the subject of the next chapter.

Table 1. Ice Cover in the Whitehorse Reach

	AM to M			NCPC dam to X4		
Date	Open (km^2)	Covered (km^2)	Coverage (%)	Open (km^2)	Covered (km^2)	Coverage (%)
83-11-13	0.2271	0.1773	43.8	0.9769	0.5279	35.1
83-11-27	0.2244	0.1800	44.5	0.9070	0.5978	39.7
83-12-02	0.2227	0.1817	44.9	0.6395	0.8653	57.5
83-12-04	0.1709	0.2335	57.7	0.5132	0.9916	65.9
83-12-06	0.1709	0.2335	57.7	0.5132	0.9916	65.9
83-12-09	0.1702	0.2342	57.9	0.4598	1.0450	69.4
83-12-10	0.1276	0.2768	68.4	0.4023	1.1025	73.3
83-12-11	0.1266	0.2778	68.7	0.3576	1.1472	76.2
83-12-12	0.0716	0.3328	82.3	0.3435	1.1613	77.2
83-12-13	0.0439	0.3605	89.1	0.2965	1.2083	80.3
83-12-15	0.0423	0.3621	89.5	0.2945	1.2103	80.4
83-12-16	0.0330	0.3714	91.8	0.2697	1.2351	82.1
83-12-24	0.0234	0.3810	94.3	0.2554	1.2494	83.0
83-12-25	0.0217	0.3827	94.6	0.2531	1.2517	83.2
83-12-26	0.0188	0.3856	95.4	0.2498	1.2550	83.4
83-12-27	0.0173	0.3871	95.7	0.2473	1.2575	83.6
83-12-28	0.0160	0.3884	96.0	0.2455	1.2593	83.7
83-12-29	0.0157	0.3887	96.1	0.2431	1.2617	83.8
83-12-30	0.0096	0.3948	97.6	0.2407	1.2641	84.0
83-12-31	0.0080	0.3964	98.0	0.2390	1.2658	84.1
84-01-01	0.0070	0.3974	98.3	0.2370	1.2678	84.2
84-01-02	0.0000	0.4044	100.0	0.2348	1.2700	84.4
84-01-03	0.0000	0.4044	100.0	0.2332	1.2716	84.5
84-01-04	0.0000	0.4044	100.0	0.2313	1.2735	84.6
84-01-05	0.0000	0.4044	100.0	0.2295	1.2753	84.7
84-01-07	0.0000	0.4044	100.0	0.2271	1.2777	84.9
84-01-11	0.0000	0.4044	100.0	0.2220	1.2828	85.2
84-01-14	0.0000	0.4044	100.0	0.2189	1.2859	85.4
84-01-20	0.0000	0.4044	100.0	0.2187	1.2861	85.5
84-01-21	0.0000	0.4044	100.0	0.2176	1.2872	85.5
84-01-25	0.0000	0.4044	100.0	0.2124	1.2924	87.1
84-02-12	0.0000	0.4044	100.0	0.2076	1.2972	87.5

Hanging Dam Formation and Decay

Hanging dams are defined as massive accumulations of ice particles on the undersides of ice covers. Their existence is a common occurrence in ice-covered rivers. In some cases, they can cause a loss of hydraulic head over that attributable to ice cover alone, and their presence offers no small problem to attempts to carry out hydrometric surveys. The purpose of this chapter is to describe the hanging dam that forms in the Yukon River at Whitehorse.

GENERAL PRINCIPLES OF FORMATION

In order to better interpret the following data, a summary of hanging dam formation and evolution will be given (Tsang, 1982a).

Hanging dams may be classified according to their formation process into two categories: the "fragment ice" hanging dam, which is an accumulation of large pans and ice plates; and the "frazil ice" hanging dam, which is the deposition of frazil ice particles (slush) formed in turbulent, open water areas upstream from a stable ice cover during periods of intense cooling. It is the second of these two types, i.e., the frazil dam, that occurs in the reach near Whitehorse.

The formation of such a dam requires that there be an upstream source of frazil, i.e., a fast open-water reach where flocs, pans, and floes can be produced, and that there be an ice cover onto which the frazil materials can be deposited.

Whether or not frazil adheres at a given location depends upon both its activity state and the ambient velocity field. When frazil particles drift to an ice front, they may be either stopped by the barrier or, if the flow velocity is sufficiently high, swept under the cover. The limiting velocity varies between 1.0 and 1.5 m s^{-1} depending upon the properties of the transported materials. Thus, if the frazil particles are active, they may attach close to the leading edge of the ice cover, even in rapid flow. Farther downstream, where the frazil particles become inactive, they will settle out only in regions of low velocity. Usually a frazil dam initiates from the leading edge of the ice cover and propagates downstream; however, the ice cover itself may progress upstream so that progradation of the dam is also possible. A more detailed discussion of hydraulic conditions associated with frazil dams is deferred to Chapter 6.

FRAZIL DAM PROFILES

Historical Data

The existence of hanging dams at Whitehorse has long been recognized by Water Survey technicians. Figure 23 is a compilation of available historical data obtained at the Marwell section. (In this depiction, only that part of the frazil accumulation that remained slush is shown as the frazil dam, and no account is taken of frazil that may have been incorporated into the thermal ice cover.) These data suggest three main points: first, a frazil dam, occupying 20% to 40% of the total cross-sectional area, forms each year; second, the basic shape of the dam is constant from year to year; and third, the riverbed itself is stable over time. These characteristics were, in fact, the motivation for the present study.

Growth and Decay at Marwell

Figure 24 illustrates the ice and slush horizons observed at the Marwell section during the winter of 1983/84. The corresponding cross-sectional areas and flow conditions are listed in Table 2. Recall that this section closed on December 9. By December 15 the dam had attained a cross-sectional area of 126 m^2 and occupied over 40% of the channel. In agreement with the historical data, the largest accumulation of slush was observed to the right of the main flow and deepest part of the channel and above a sloping bottom. The mean velocity at this time was 0.73 m s^{-1}, close to the critical velocity (Tsang, 1982a) for slush deposition. From this time onwards, the area of the dam decreased.

On January 7 the cross-sectional area of the dam decreased slightly to 100 m^2. However, because of a corresponding drop in water level, the dam continued to

occupy about 40% of the channel. The mean velocity at this time was about 0.9 m s^{-1}. At the same time, the area of open water above the section, wherein frazil is formed, decreased throughout December. Because of this we cannot be sure whether the vertical growth of the dam was limited by flow conditions or by a discontinuation of frazil supply.

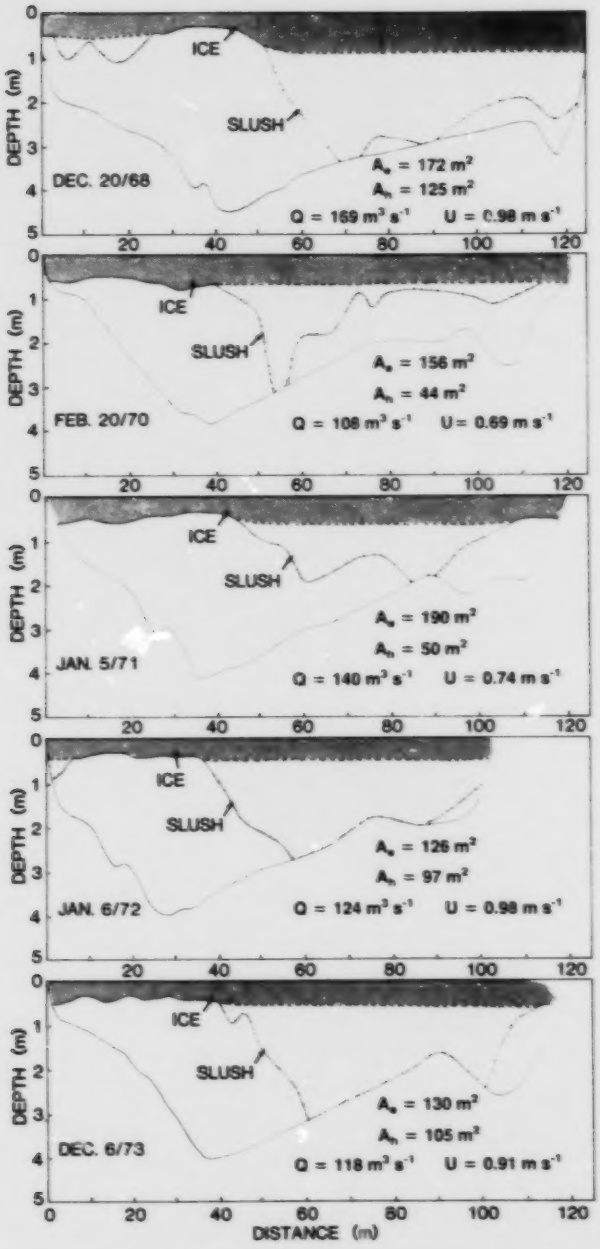


Figure 23. Historical frazil dam profiles at Marwell.

The area occupied by the dam continued to decrease throughout the winter cycle, slowly during January and February, and rapidly in March. The midwinter decrease in area at the section may have been due to melting, to compaction of material, or to some form of mass movement. Further work is required to resolve this question. The rapid decrease in March, however, was clearly due to warming associated with increased insolation.

Occurrence through the Reach

The longitudinal extent of the frazil dam, based on surveys carried out between January 6 and February 10, is shown in Figure 25. The dam was approximately 6 km in length and occupied a volume of 0.6×10^6 m^3, roughly equal to the volume of sheet ice. Because the porosity of the slush is not known, the actual volume of ice in the dam is not known. However, assuming that ice made up 50% of the mixture (Beltaos and Dean, 1981), the quantity of frazil ice deposited within the reach would be 0.3×10^6 m^3.

ASSOCIATED FLOW CONDITIONS

The mean velocity, U, at Marwell and the corresponding Froude number, $Fr = U(gh)^{-1/2}$, where g is gravity and h is depth, are shown in Figure 26 as functions of time. The mean velocity ranged from about 0.7 to 0.9 m s^{-1}, while the Froude number ranged from 0.18 to 0.26. Both parameters attained maximum values during midwinter.

The mean velocity at Marwell in relation to the cross-sectional areas of the frazil dam and open channel is shown in Figure 27. The area of the dam was largest at the time of freeze-up (December 14), decreased as the mean velocity reached a maximum in midwinter, and continued to decrease to breakup. The open channel area was greatest at the time of freeze-up and breakup, and smallest during midwinter when mean velocities were highest.

A schematic view of the reach showing the overall geometry of the hanging dam and associated flow conditions is given in Figure 28. In most cases slush was absent along the axis of maximum current; the exception to this occurred at BM. It is not clear why frazil deposition should occur above the core velocity at one location and not at another.

PHYSICAL CHARACTERISTICS

Very little information exists on the material properties of slush (e.g., see Baltaos and Dean, 1981). This is

largely because it is extremely difficult to obtain an undisturbed sample. The aim of the present study was to determine whether or not significant temporal and spatial variations in slush properties occurred. Because of this, a very simple physical characteristic, relative hardness, was chosen for examination.

Table 2. Cross-sectional Areas and Flow Parameters at Marwell

Date	Area (m^2)				Area below ice occupied (%)	Mean velocity ($m\ s^{-1}$)	Froude No.
	Ice	Slush	Water	Tota.			
83-12-14	27	126	177	330	41.6	0.73	0.17
84-01-06	50	100	149	299	40.2	0.91	0.23
84-02-07	69	73	123	265	36.9	0.94	0.26
84-03-01	76	47	147	270	24.2	0.81	0.23
84-03-08	74	40	144	258	21.4	0.89	0.21
84-03-14	62	25	170	257	13.0	0.73	0.18

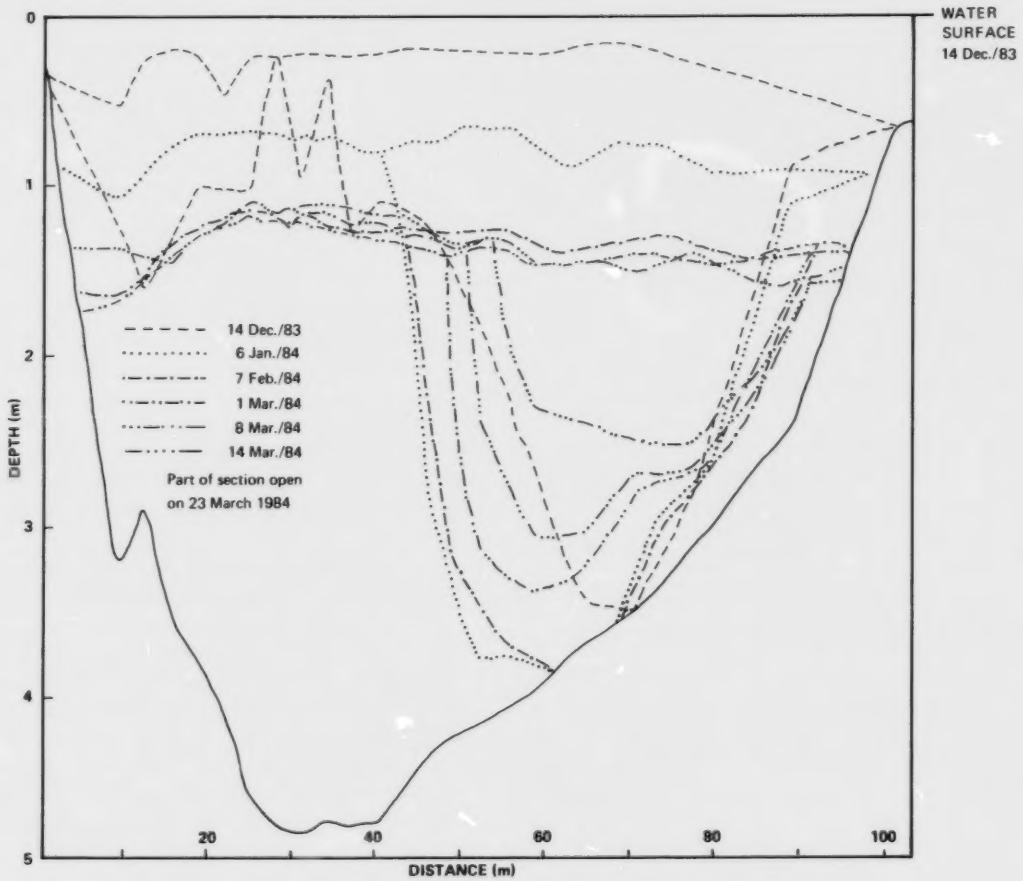


Figure 24. Lateral frazil dam profiles at Marwell showing ice and slush horizons.

To obtain the hardness of slush in a vertical profile, a type of rammsonde, similar to the Swiss rammsonde used for snow hardness, was developed (see Chapter 2). The instrument consisted of a graduated rod with a ram (hockey puck) at one end and an impact weight at the other. To operate the probe, a trench, usually about 1 m in length, was cut in the ice cover so as to permit suitable lateral repositioning of the ram. The ram was lowered carefully through the cover until the slush supported its weight, usually at about the 0.5-m mark. The mark at the water level was noted and the weight was then dropped; a second reading at the water level gave the penetration. The assembly was then moved laterally to a position where the underlying slush was still undisturbed, and the process was repeated until the slush failed to support the assembly.

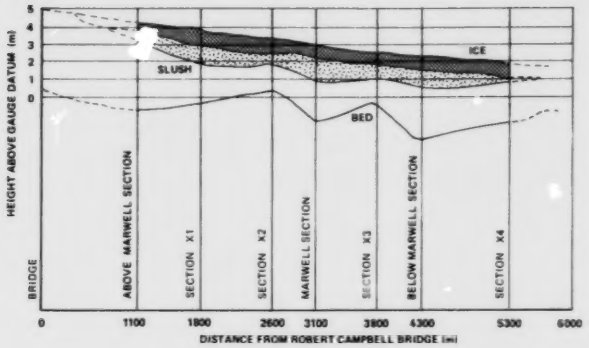


Figure 25. Longitudinal frazil dam profiles along study reach.

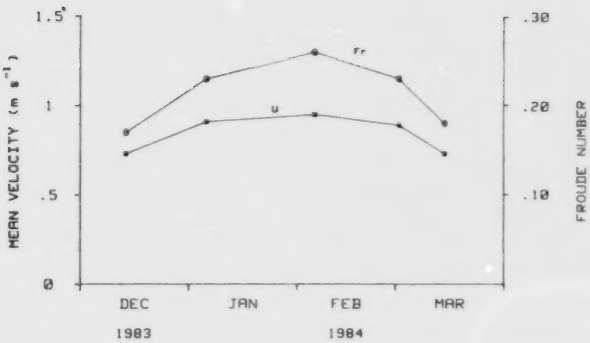


Figure 26. Mean velocity at Marwell and Froude number as functions of time.

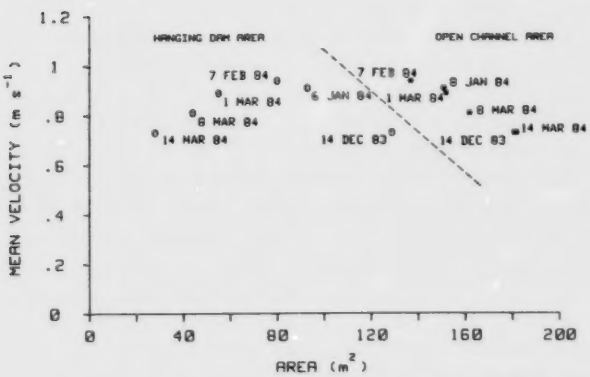


Figure 27. Mean velocity at Marwell in relation to hanging dam area and open channel area.

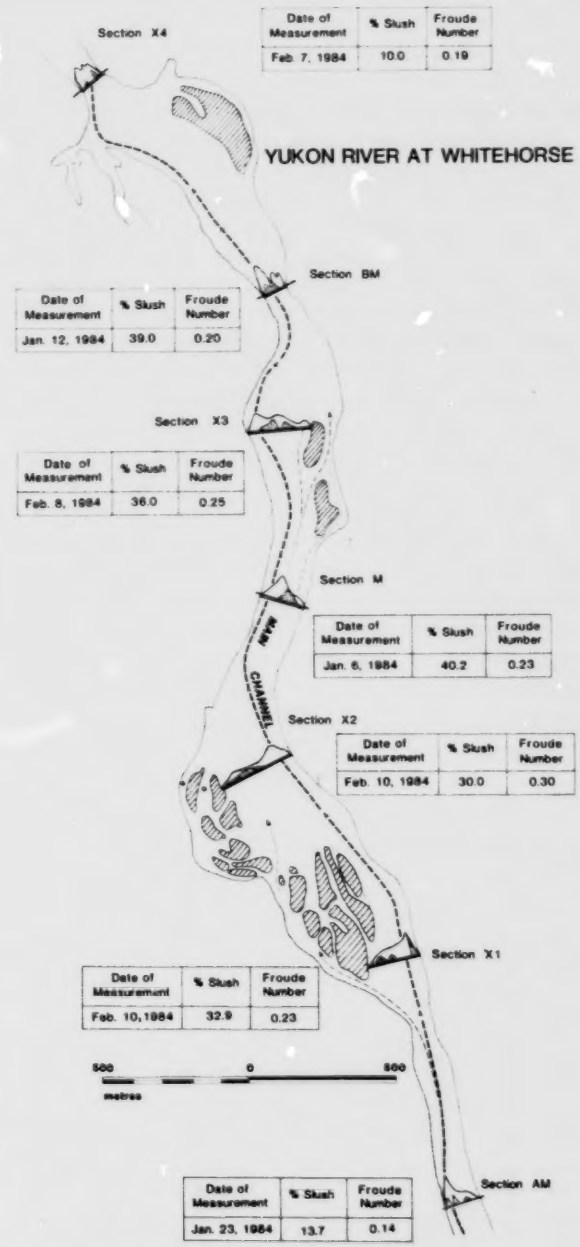


Figure 28. Schematic of frazil dam deposition.

Calculation of relative hardness, N, was obtained using the same formula that is applied to the Swiss rammsonde for snow:

$$N = K(h/Z) + M$$

where h = drop height
Z = penetration
M = total mass
K = a parameter given by Bader *et al.* (1939) as:

$$K = m[m(M-m)(1+j)^2 + (m-j)(M-m)^2]/M^2$$

where m = mass of the drop weight
j = collision efficiency coefficient approximately equal to 0.5.

While this apparatus is easy to use, it does have limitations, mainly because it becomes very difficult to move laterally when the depth exceeds about 1.5 m. In the present study this was not a serious problem because the slush below this depth offered no resistance to the ram and was, therefore, beyond the range of sensitivity. The application of this device does appear to offer some promise as a mapping tool; no doubt a better design would increase its range.

While the profiles constructed from the data thus obtained (Fig. 29) can be taken only lightly, they do suggest that there is a consistent vertical profile of hardness, with a definite hardness maximum occurring at middepth. Such changes in resistance to penetration at specific points in the vertical are well known to those who have had to monitor the flow of rivers having large hanging dams. At some locations the slush may be so hard-packed that the only way to pass the metering assembly through it is to force a passage using a slush pole, usually improvised from the trunk of a nearby tree.

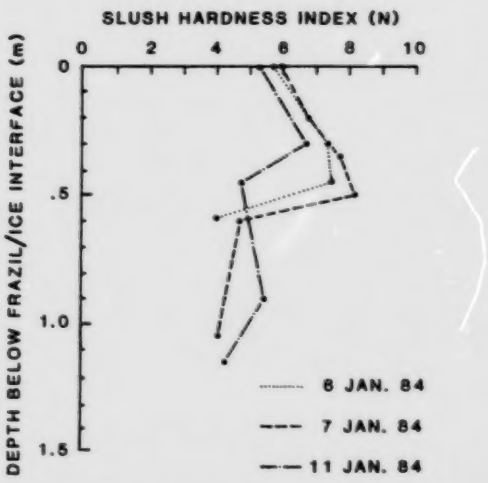


Figure 29. Hardness of slush in relation to depth.

In addition to vertical gradients in hardness, it has long been observed that the hardness of slush changes with time. For example, on December 10 an attempt was made to test the hardness of the slush adhering to the newly formed cover. At that time the slush had the appearance of cotton wool and offered no measurable resistance. Also, at the end of winter, slush is invariably much easier to penetrate than in midwinter. The processes of metamorphic changes within frazil dams are not understood, and are a subject for future investigation.

OPTICAL CHARACTERISTICS

The amount of solar radiation penetrating an ice cover or a combined snow and ice cover is important for both physical and biological reasons. For example, heat exchange, especially at breakup, is strongly affected by the way shortwave radiation interacts with the ice cover. Also, the decrease in dissolved oxygen concentration commonly observed in frozen rivers may be due, in part, to the attenuation of light by the ice and snow cover and the subsequent reduction in photosynthesis.

The amount of light reaching the underlying water is a function of surface albedo, α, and the attenuation of light within the media as expressed by an extinction coefficient, k. Past work (Maguire, 1975; Grenfell and Maykut, 1977) has clearly shown that snow has a far greater effect on light penetration than does clear ice, by a factor of 20 or more. However, at the time this study was carried out, no information could be found on the transmittance characteristics of slush forming a frazil dam.

On March 8, a survey was carried out to compare the overall light extinction coefficient in slush to that in water underlying the same sheet ice. On this particular day, the sun was shining brightly at an altitude of 20°, and the snow cover was rapidly deteriorating. A quantum sensor made by Lambda Instruments was used to measure radiation in the 400- to 700-nm band. Measurements were taken at 30 holes across the Marwell section. Above-ice readings were taken of the incoming, Φ_{si}, and outgoing, Φ_{so}, shortwave radiation to determine net shortwave radiation, $\Phi_{sn} = \Phi_{si} - \Phi_{so}$, and the albedo, $\alpha = \Phi_{so}/\Phi_{si}$. Underwater readings were taken at depths of 0, 0.25, and 0.50 m below the sheet ice. At the time the measurements were made, the thickness of the snow cover ranged from 0.05 to 0.10 m, and the thickness of the sheet ice averaged about 0.5 m.

The albedo across the section was quite variable, averaging about 0.70 at stations over the slush dam, about 0.64 at stations over the main flow, and about 0.50 at stations where overflow was taking place. Presumably, the higher values of albedo above the hanging dam, which are typical of cold, dry snow, were due to the insulating effect of the underlying slush.

The average attenuation effect of the combined snow and ice cover, given as the ratio of the amount of absorbed radiation to that entering the ice cover from above, was found to average about 0.80. Also, a transverse variation was noted with higher values of the attenuation ratio occurring at sites above the slush dam, presumably caused by the greater thickness and dryness of snow cover there.

Vertical profiles of solar radiation are shown in Figure 30. Here the zero depth is taken as the bottom of the sheet ice. For comparison the profiles were normalized to the percentage of light penetrating the cover. A distinction is made between profiles obtained in the slush medium and those obtained in water. The extinction coefficient, k, is defined from

$$\Phi(z) = \Phi_{sb}\, e^{-kz}$$

where $\Phi(z)$ = light intensity at a given depth

Φ_{sb} = light intensity at the bottom of the sheet ice.

This coefficient was found to average about 1.4 for river water and 5.1 for slush. This value for the extinction coefficient of slush is close to that observed for white sea and lake ice by Grenfell and Maykut (1977) and Adams (1978), respectively.

From the above observations, the following hierarchy of radiation can be presented as a sectionwide average for conditions during early breakup: starting with 100 units in incident solar radiation, approximately 65 will be reflected; of the remaining 35 units, 28 will be attenuated within the combined snow and ice cover; and 7 will enter the underlying medium (i.e., slush or river water). The slush medium is particularly opaque in that over 99% of the radiation entering it will be absorbed in the first metre. It appears, therefore, that frazil dams may have an extremely important effect on the underwater light climate of northern rivers.

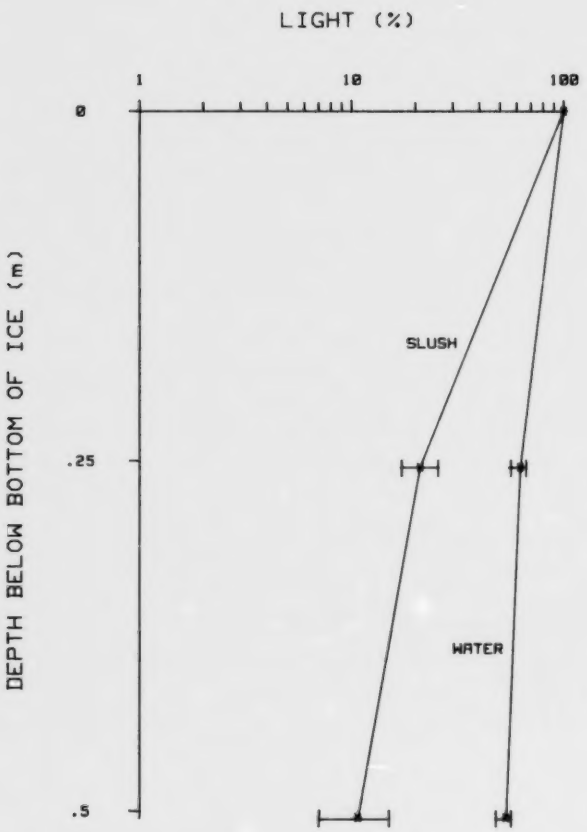


Figure 30. Solar radiation profiles.

PERCOLATION

The presence of hanging dams serves to constrict flow, and some investigators have suggested that a significant portion of the flow may permeate through the slush matrix (e.g., see Chin, 1966). Since the goal of the Water

Table 3. Comparison of Streamflow Measurements

Date	Section	Q NCPC ($m^3\ s^{-1}$)	Q measured ($m^3\ s^{-1}$)	Difference (%)
83-12-14	M	133	133	0.0
84-01-06	M	138	138	0.0
84-01-12	BM	137	133	2.9
84-01-23	AM	130	130	0.0
84-02-07	M	124	129	3.9
84-02-10	X2	132	128	3.0
84-02-17	X4	142	139	2.1
84-03-01	M	139	135	2.9
84-03-08	M	129	132	2.3
84-03-14	M	132	133	0.8
84-03-16	BM	135	138	2.2

Note: Q = streamflow.

Survey of Canada, for example, is to meter streamflow to within an accuracy of ±5%, even small amounts of water percolating through hanging dams could have a detrimental effect on the construction of winter hydrographs.

The streamflow from the dam at Whitehorse Rapids is monitored by the NCPC, and there are no additional inflows between the dam and the study reach. Therefore, to test for percolation, a comparison was made between the results of streamflow measurements within the reach and those observed at Whitehorse Rapids under the assumption that any difference between the two values would be due to water percolating through the hanging dam.

These results are shown in Table 3 for 11 comparisons throughout the winter cycle. At no time is the difference greater than 4%, which is within the accuracy requirements. Hence we find no evidence for percolation through the frazil dam at Whitehorse. The lack of appreciable flow through the frazil accumulation is in agreement with the very low permeabilities measured by Beltaos and Dean (1981).

Heat Budget Considerations

The objectives of this chapter are to document meteorological conditions observed during the winter of 1983/84 and to reconcile observed ice distributions with heat budget calculations.

METEOROLOGICAL OBSERVATIONS

Figures 31 through 36 show air temperature, wind speed, barometric pressure, relative humidity, net shortwave radiation, and cloud cover respectively. Daily values are summarized in Table 4. Since these data are largely self-explanatory, we will proceed to the heat budget calculations.

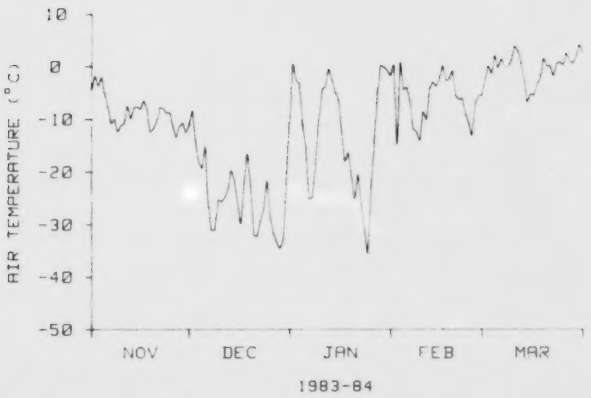


Figure 31. Air temperature.

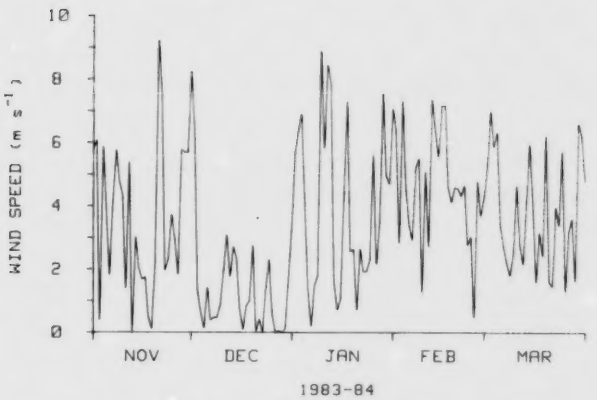


Figure 32. Wind speed.

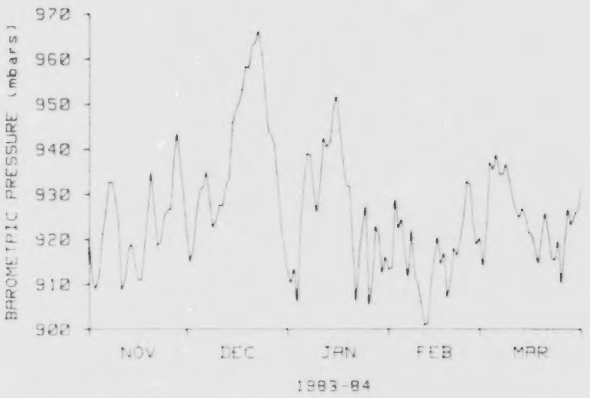


Figure 33. Barometric pressure.

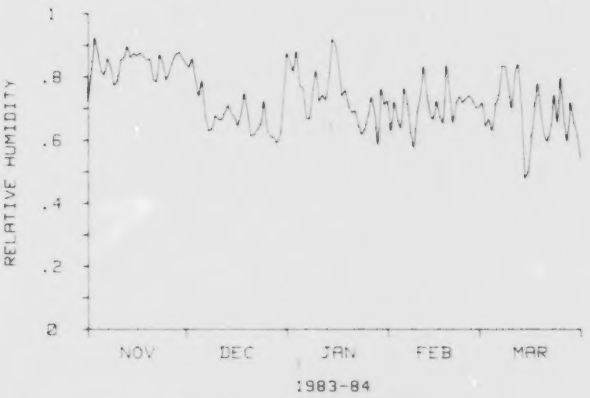


Figure 34. Relative humidity.

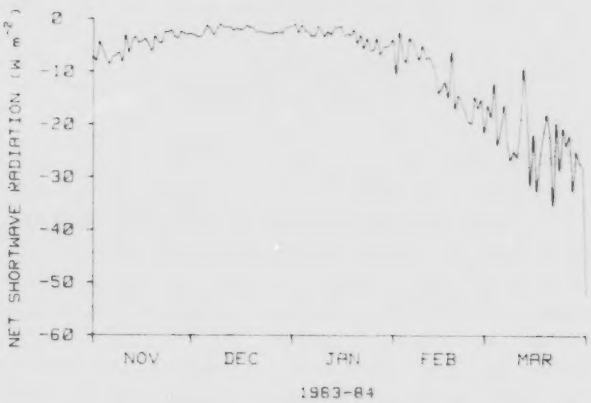


Figure 35. Net shortwave radiation.

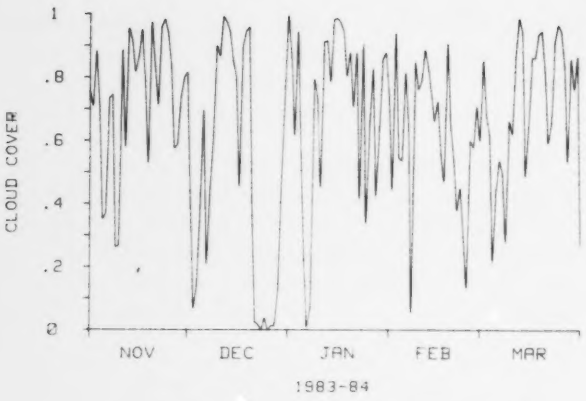


Figure 36. Cloud cover.

warmer water released by the dam may supply heat to melt the ice.

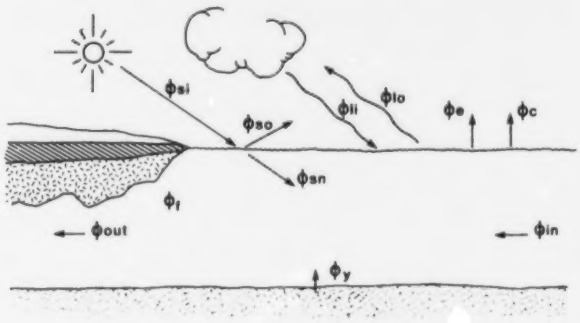


Figure 37. Schematic of heat budget parameters.

BASIC CONSIDERATIONS

Consider the reach extending from the outlet of the NCPC dam to the tail of the frazil dam (approximately section X4). Then the rate of ice production can be expressed as

$$dM_i/dt = (\Phi_t A_f)L_i$$

where M_i = mass of ice
Φ_t = total heat flux
A_f = water surface area
L_i = latent heat of melting (334×10^3 J/kg)

The total heat flux is given by

$$\Phi_t = \Phi_a + \Phi_s + \Phi_f + \Phi_g + \Phi_p$$

where Φ_a = net advective heat flux
Φ_s = surface heat flux
Φ_f = frictional heating
Φ_g = heating due to contact with the riverbed (i.e., heat flux through the bottom and through ground water inflow)
Φ_p = heat flux due to snowfall.

(See Figure 37.)

In the open water portion of the reach, surface heat flux is by far the most important component. In the ice-covered portion, however, the cover insulates the water from surface heat flux, and the frictional and bottom heat fluxes may become important. The advective term becomes significant only during early freeze-up, when running ice is advected out of the reach, and during breakup, when

HEAT FLUX CALCULATIONS

Surface Heat Flux

The surface heat flux is given by

$$\Phi_s = \Phi_{sn} + \Phi_{lo} + \Phi_{li} + \Phi_e + \Phi_c$$

where Φ_{sn} = net shortwave radiation
Φ_{lo} = outgoing longwave radiation
Φ_{li} = incoming longwave radiation
Φ_e = evaporative heat flux
Φ_c = conductive heat flux.

All values are given in units of $W m^{-2}$; a positive value of heat flux is taken to be an upwards flux from the water surface.

The net shortwave radiation (Φ_{sn}) was calculated using incoming shortwave radiation (Φ_{si}) measurements taken at the airport approximately 1 km from the study reach:

$$\Phi_{sn} = \Phi_{si}(1 - \alpha) \qquad \text{(gain)}$$

where the albedo, α, equals 0.08 (Grenfell and Maykut, 1977).

The outgoing longwave radiation (Φ_{lo}) was calculated from the Stefan-Boltzmann law:

$$\Phi_{lo} = e\sigma (T_w + 273.1)^4 \qquad \text{(loss)}$$

where T_w = water temperature
e = emmisivity (0.97)
σ = Stefan-Boltzmann constant (5.669×10^{-8} $W m^{-2}$).

Table 4. Meteorological Observations

Date	T_a (°C)	T_w (°C)	P (P_a)	RH (%)	Φ_{si} (W m^{-2})	W (m s^{-1})	C_L (tenths)
83-11-01	- 4.4	0.28	919.6	72	7.8	5.8	0.8
83-11-02	- 1.7	0.18	910.9	82	8.7	6.1	0.7
83-11-03	- 3.6	0.22	909.0	92	4.7	0.4	0.9
83-11-04	- 2.0	0.15	912.4	87	6.7	5.9	0.7
83-11-05	- 5.1	0.14	921.0	82	8.2	3.9	0.4
83-11-06	- 7.7	0.00	925.9	81	9.4	1.8	0.4
83-11-07	- 10.8	0.00	932.7	86	7.8	4.2	0.7
83-11-08	- 10.0	0.00	932.7	83	7.5	5.8	0.7
83-11-09	- 12.4	0.00	929.0	77	6.9	4.8	0.3
83-11-10	- 11.2	0.00	923.7	79	8.9	4.3	0.3
83-11-11	- 10.9	0.00	908.7	85	3.2	1.4	0.9
83-11-12	- 7.5	0.00	911.2	86	7.0	5.4	0.6
83-11-13	- 9.9	0.00	917.6	90	4.4	0.0	1.0
83-11-14	- 7.8	0.00	919.0	86	3.7	3.0	0.9
83-11-15	- 7.6	0.00	914.5	87	4.9	2.0	0.8
83-11-16	- 8.1	0.00	911.0	87	4.5	1.7	0.9
83-11-17	- 6.5	0.00	911.1	88	4.1	1.7	1.0
83-11-18	- 8.0	0.00	918.4	86	5.3	0.5	0.8
83-11-19	- 12.4	0.00	926.5	85	6.7	0.1	0.5
83-11-20	- 11.9	0.00	934.8	86	3.6	2.2	1.0
83-11-21	- 10.5	0.00	926.5	79	4.7	9.2	0.8
83-11-22	- 7.8	0.00	918.6	78	5.1	7.5	0.7
83-11-23	- 7.9	0.00	919.6	87	2.7	2.0	1.0
83-11-24	- 8.8	0.00	925.1	84	2.8	2.3	1.0
83-11-25	- 8.7	0.00	926.5	79	2.4	3.7	0.9
83-11-26	- 11.2	0.00	926.7	82	3.7	3.0	0.8
83-11-27	- 13.5	0.00	938.3	86	4.0	1.8	0.6
83-11-28	- 11.4	0.00	943.4	87	2.6	5.8	0.6
83-11-29	- 10.8	0.00	936.7	88	3.0	5.7	0.7
83-11-30	- 12.5	0.00	929.6	86	3.2	5.7	0.8
83-12-01	- 11.3	0.00	921.2	84	3.0	8.2	0.8
83-12-02	- 8.4	0.00	915.2	83	3.3	6.5	0.4
83-12-03	- 14.1	0.00	918.3	86	3.7	1.4	0.1
83-12-04	- 18.1	0.00	926.5	79	3.6	0.7	0.1
83-12-05	- 19.4	0.00	931.1	74	0.0	0.1	0.4
83-12-06	- 15.2	0.00	931.7	79	1.3	1.4	0.7
83-12-07	- 26.3	0.00	934.8	67	0.7	0.4	0.2
83-12-08	- 31.2	0.00	928.6	63	3.4	0.5	0.4
83-12-09	- 31.1	0.00	922.7	63	1.9	0.5	0.6
83-12-10	- 25.3	0.00	924.3	68	1.1	0.8	0.9
83-12-11	- 25.7	0.00	927.6	67	1.7	2.0	0.9
83-12-12	- 25.0	0.00	927.4	66	1.7	3.1	1.0
83-12-13	- 23.5	0.00	931.9	69	1.6	1.8	1.0
83-12-14	- 19.7	0.00	933.5	71	2.4	2.7	0.9
83-12-15	- 21.5	0.00	945.8	68	1.9	2.3	0.9
83-12-16	- 26.0	0.00	948.9	67	2.2	0.8	0.8
83-12-17	- 29.9	0.00	950.2	64	3.1	0.1	0.5
83-12-18	- 22.1	0.00	953.2	69	1.3	0.8	0.9
83-12-19	- 16.6	0.00	958.3	75	1.7	1.0	0.9
83-12-20	- 22.3	0.00	958.0	68	1.8	2.8	1.0

Note: T_a = air temperature
T_w = water temperature
P = barometric pressure
RH = relative humidity
Φ_{si} = incoming shortwave radiation
W = wind speed
C_L = cloud cover

Table 4. Continued

Date	T_a (°C)	T_w (°C)	P (P_a)	RH (%)	Φ_{si} (W m^{-2})	W (m s^{-1})	C_L (tenths)
83-12-21	- 32.1	0.00	963.1	61	2.7	0.0	0.4
83-12-22	- 32.4	0.00	963.8	62	2.5	0.4	0.0
83-12-23	- 29.0	0.00	966.1	64	2.7	0.0	0.0
83-12-24	- 26.9	0.00	961.4	65	2.8	1.4	0.0
83-12-25	- 21.8	0.00	953.5	72	3.0	2.3	0.0
83-12-26	- 28.5	0.00	944.2	63	3.0	0.6	0.0
83-12-27	- 31.6	0.00	943.1	61	2.8	0.0	0.0
83-12-28	- 33.3	0.00	940.9	61	2.8	0.0	0.0
83-12-29	- 34.6	0.00	931.6	59	2.8	0.0	0.1
83-12-30	- 33.1	0.00	922.6	62	1.8	0.1	0.5
83-12-31	–	0.00	–	–	–	–	0.8
84-01-01	- 10.2	0.00	912.6	87	1.5	3.3	1.0
84-01-02	0.5	0.00	910.3	85	1.1	5.6	0.9
84-01-03	-2.7	0.00	913.5	82	2.8	6.3	0.6
84-01-04	- 3.1	0.00	906.0	88	1.2	6.9	0.9
84-01-05	- 10.8	0.00	924.2	77	2.4	4.1	0.6
84-01-06	- 15.0	0.00	932.9	77	2.7	1.4	0.2
84-01-07	- 25.2	0.00	939.0	67	3.5	0.2	0.0
84-01-08	- 24.9	0.00	938.7	67	3.6	1.5	0.1
84-01-09	- 18.6	0.00	930.9	76	1.5	1.8	0.8
84-01-10	-9.5	0.00	926.1	82	2.5	8.9	0.7
84-01-11	-4.4	0.00	933.0	72	3.6	5.8	0.5
84-01-12	-3.7	0.00	942.4	74	2.6	8.5	0.9
84-01-13	-0.5	0.00	940.6	73	3.2	7.9	0.9
84-01-14	-2.5	0.00	941.8	81	1.8	1.6	0.8
84-01-15	-4.7	0.00	949.1	92	1.6	0.7	1.0
84-01-16	-6.3	0.00	951.7	90	1.5	1.1	1.0
84-01-17	- 12.1	0.00	944.2	83	3.4	4.3	1.0
84-01-18	- 18.0	0.00	937.4	74	3.1	7.3	0.9
84-01-19	- 16.4	0.00	932.0	76	3.4	2.6	0.8
84-01-20	- 20.5	0.00	931.7	71	2.2	2.6	0.9
84-01-21	- 25.2	0.00	918.0	69	5.1	0.7	0.7
84-01-22	- 20.5	0.00	906.2	69	3.4	2.6	0.9
84-01-23	- 26.4	0.00	917.7	65	6.1	1.9	0.4
84-01-24	- 31.0	0.00	923.2	62	4.0	1.9	0.9
84-01-25	- 35.6	0.00	927.2	63	6.5	2.3	0.3
84-01-26	- 22.9	0.00	905.3	68	6.4	5.6	0.7
84-01-27	- 14.6	0.00	911.5	74	4.0	2.2	0.8
84-01-28	-5.0	0.00	922.9	68	7.4	3.4	0.4
84-01-29	0.2	0.00	920.7	58	5.7	7.5	0.6
84-01-30	-0.1	0.00	912.4	76	5.7	5.0	0.9
84-01-31	-0.8	0.00	916.0	71	5.2	4.7	0.9
84-02-01	-1.7	0.00	913.4	72	4.2	7.1	0.7
84-02-02	0.4	0.00	913.8	63	11.4	6.4	0.4
84-02-03	- 14.9	0.00	928.8	72	2.5	2.8	0.9
84-02-04	0.9	0.00	922.4	67	7.9	7.3	0.5
84-02-05	-4.4	0.00	924.4	64	9.0	4.6	0.5
84-02-06	-3.9	0.00	916.6	76	2.1	3.4	0.8
84-02-07	-6.5	0.00	911.7	72	2.4	2.9	0.7
84-02-08	- 11.9	0.00	922.0	62	2.4	5.2	0.1
84-02-09	- 12.4	0.00	911.5	58	8.4	5.5	0.9
84-02-10	- 14.1	0.00	910.0	69	5.5	1.3	0.8

Table 4. Continued

Date	T_a (°C)	T_w (°C)	P (P_a)	RH (%)	Φ_{si} (W m^{-2})	W (m s^{-1})	C_L (tenths)
84-02-11	-8.5	0.00	905.6	74	8.3	5.1	0.8
84-02-12	-10.1	0.00	900.9	83	7.9	2.7	0.9
84-02-13	-4.2	0.00	901.2	74	9.3	7.4	0.8
84-02-14	-2.9	0.00	910.9	68	11.2	6.4	0.7
84-02-15	-3.8	0.00	916.0	66	15.4	5.6	0.7
84-02-16	-2.2	0.00	920.4	72	14.0	7.2	0.7
84-02-17	0.2	0.00	914.5	67	13.0	7.2	0.6
84-02-18	-2.7	0.00	916.9	65	16.3	4.6	0.5
84-02-19	-2.4	0.00	907.1	84	6.6	4.1	0.9
84-02-20	-0.8	0.00	911.2	75	18.6	4.6	0.6
84-02-21	-5.5	0.00	918.0	65	15.7	4.6	0.5
84-02-22	-6.2	0.00	916.4	72	17.3	4.3	0.4
84-02-23	-6.0	0.00	920.2	74	19.0	4.7	0.5
84-02-24	-9.0	0.00	924.9	72	21.1	2.8	0.3
84-02-25	-10.5	0.00	932.8	73	21.6	3.0	0.1
84-02-26	-13.1	0.00	932.0	74	15.9	0.5	0.6
84-02-27	-6.9	0.00	922.8	72	18.4	4.8	0.6
84-02-28	-5.6	0.00	918.9	70	16.6	3.7	0.7
84-02-29	-5.4	0.00	920.2	70	23.5	4.3	0.6
84-03-01	-2.4	0.01	914.0	72	17.8	5.3	0.9
84-03-02	0.2	0.01	922.9	64	20.2	7.0	0.7
84-03-03	-1.3	0.01	937.0	67	13.2	5.9	0.6
84-03-04	2.1	0.01	935.5	63	26.0	6.3	0.2
84-03-05	-0.3	0.01	938.7	71	22.3	3.4	0.4
84-03-06	1.4	0.01	934.5	74	17.7	2.7	0.5
84-03-07	0.2	0.02	934.4	83	25.8	2.2	0.5
84-03-08	-0.1	0.02	936.6	83	29.1	1.8	0.3
84-03-09	1.0	0.02	933.3	77	27.3	2.5	0.7
84-03-10	3.9	0.03	929.1	70	28.5	4.7	0.6
84-03-11	3.1	0.03	926.4	81	20.9	2.8	0.9
84-03-12	1.0	0.04	924.8	84	10.0	2.2	1.0
84-03-13	-2.4	0.03	926.8	70	19.9	4.1	0.9
84-03-14	-6.7	0.03	924.8	48	34.4	6.0	0.5
84-03-15	-5.3	0.03	921.5	49	23.7	4.1	0.6
84-03-16	-5.4	0.02	920.8	61	35.6	1.6	0.9
84-03-17	-3.2	0.03	917.3	71	28.1	3.2	0.9
84-03-18	-2.1	0.03	914.6	78	23.6	2.4	0.9
84-03-19	1.6	0.04	921.7	67	19.7	6.2	0.9
84-03-20	0.1	0.04	925.7	61	24.1	1.6	0.8
84-03-21	0.2	0.05	921.1	60	38.6	1.5	0.6
84-03-22	-1.7	0.06	915.8	65	21.3	4.0	0.7
84-03-23	0.5	0.06	915.3	74	31.4	3.4	0.9
84-03-24	0.9	0.08	919.6	65	22.4	5.7	1.0
84-03-25	0.3	0.09	910.2	80	26.2	1.3	0.9
84-03-26	2.6	0.14	919.6	66	24.0	3.2	0.8
84-03-27	1.0	0.17	926.6	59	35.6	3.6	0.5
84-03-28	0.7	0.27	923.1	72	27.3	1.6	0.9
84-03-29	2.0	0.58	925.4	65	29.6	6.6	0.8
84-03-30	4.2	0.68	926.3	61	30.6	6.2	0.9
84-03-31	2.5	0.84	930.7	54	56.5	4.8	0.3

The incoming longwave radiation (Φ_{li}) was computed from the formula of Anderson (1954):

$$\Phi_{li} = -5.74 \times 10^{-8} (C_1 + C_2 e_a)(T_a + 273)^4 \quad \text{(gain)}$$

where T_a = air temperature
e_a = atmospheric vapour pressure in millibars
C_1 = constant given by $0.7432 + 0.0514C_L + 0.0694C_L^2$
C_2 = constant given by $0.0044 + 0.0010C_L - 0.0271C_L^2$ where C_L = cloud cover in tenths.

The formulas given by Fisher *et al.* (1979) were used to compute Φ_e and Φ_c:

$$\Phi_e = 2.86\ W(e_{sw} - e_a)$$

and

$$\Phi_c = 1.94\ W(T_w - T_a)$$

where W = windspeed in metres per second
e_{sw} = saturation vapour pressure in millibars (see Appendix B)
e_a = atmospheric vapour pressure in millibars.

Advective Heat Flux

If the temperature and/or the ice concentration of the water entering the reach differs from that leaving the reach, there is an advective heat flux. Assuming the streamflow, Q, is constant, then the net advective heat flux for the whole reach is given by

$$\Phi_a = Q\ \rho[C_p(T_{in} - T_{out}) - L_i\ (C^*_{in} - C^*_{out})]$$

where ρ = density of water (999.868 kg/m^3)
C_p = specific heat (4217.4 J/kg°C)
T_{in} = temperature of water entering reach
T_{out} = temperature of water leaving reach
L_i = latent heat of melting
C^*_{in} = concentration of ice entering reach
C^*_{out} = concentration of ice leaving reach.

This equation specifies that if the water entering the reach is warmer than that leaving, then there is a positive heat flux to the reach. Likewise, if more ice is leaving than entering, then this too is a positive heat flux. While not measured here, this term is assumed to be small during winter.

Frictional Heating

Frictional heating may become important over a long reach of river as a means of dissipating ice, especially if the river gradient is steep or the boundary is rough. Tsang (1982a) gives a dimensional formula for frictional heating:

$$\Phi_f = 9808\ Q\ S/b \text{ (in W m}^{-2}\text{)}$$

where S = surface slope
b = width of river.

Evaluated for typical values of streamflow and river gradient for the Yukon River at Whitehorse, this expression yields values of order 5 W m^{-2}, which is small in comparison to surface heat flux terms.

Heat Exchange with the Bed

The exchange of heat between the water and the streambed is usually disregarded. However, when ice cover prevents heat exchange through the free surface, bed heating may become the most important term. To estimate the magnitude of this component, the method of O'Neil and Ashton (1981) is followed. This method supposes that the yearly water temperature follows a sine curve, except in winter when the curve is flat at 0°C. The bed temperature, however, is shielded from seasonal temperature changes and is thus equal to the long-term average of water temperature. The heat flux is then found by integration of the heat conduction equation. Use of their analysis in the present case yields a heat flux of order 2 W m^{-2}. This flux, if transferred directly to the ice cover, would sustain a melting rate of about 0.5×10^{-3} m d^{-1}. In most cases this term may be disregarded.

Heat Exchange Associated with Snowfall

As snow falls into open water, heat is lost to warm the snow from the air temperature to the water temperature and to melt the snow. This heat flux is given by

$$\Phi_p = P_s[L_i + C_s\ (T_w - T_s)]$$

where P_s = snowfall per unit area
L_i = latent heat of melting
C_s = specific heat of snow (1860 J kg^{-1} °C^{-1} at -20°C)
T_s = temperature of snow.

Tsang (1982a) argues that this component of heat transfer is not important during the time of maximum frazil production (i.e., a clear sky and low humidity), as these conditions do not favour precipitation.

HEAT BUDGET RESULTS

Figures 38 through 42 show components of the surface heat flux computed from mean daily values. Here, a positive value denotes an upwards heat flux, i.e., a heat loss. Daily values are summarized in Table 5. The largest heat loss over open water occurs as outgoing longwave radiation. Since open water remains near the freezing temperature throughout winter, this term is nearly constant at 306 W m^{-2}. The heat gain by incoming longwave radiation varies between -150 and -250 W m^{-2}, being least when the air temperature, the humidity, and the amount of cloud cover are low. Net longwave radiation (given as $\Phi_{lo} - \Phi_{li}$) varies between 50 and 150 W m^{-2}. Net shortwave radiation is small compared to the longwave fluxes (Table 5).

Another important term is seen to be the conductive heat flux (Fig. 39). During cold and/or windy weather, this term approaches values of 200 W m^{-2}. The evaporative heat flux is small, rarely exceeding 50 W m^{-2}. Individual heat flux components are summarized in Figure 40.

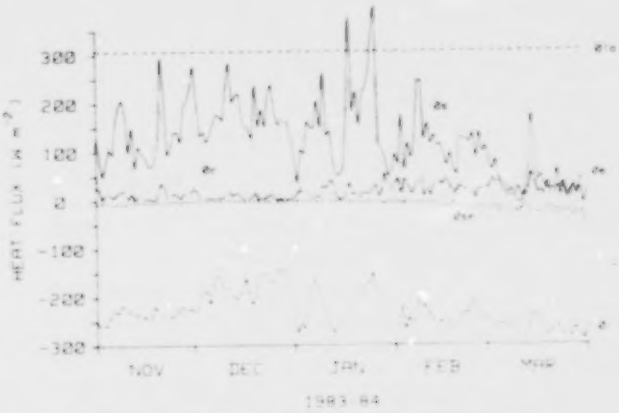


Figure 40. Summary of individual heat flux components.

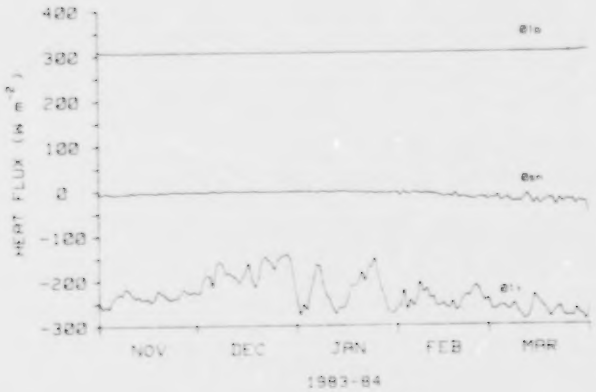


Figure 38. Radiative heat flux.

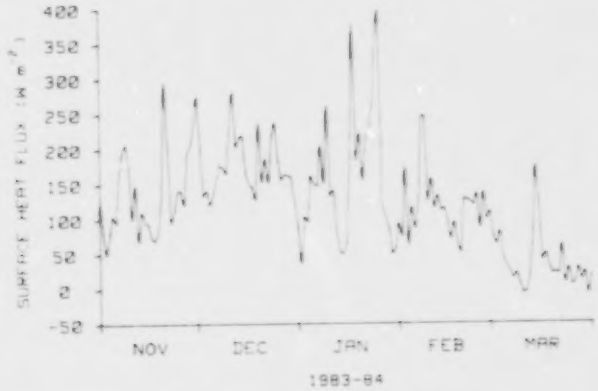


Figure 41. Surface heat flux.

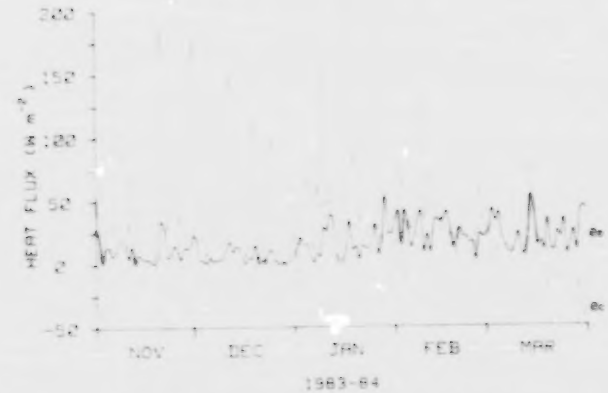


Figure 39. Evaporative and conductive heat flux.

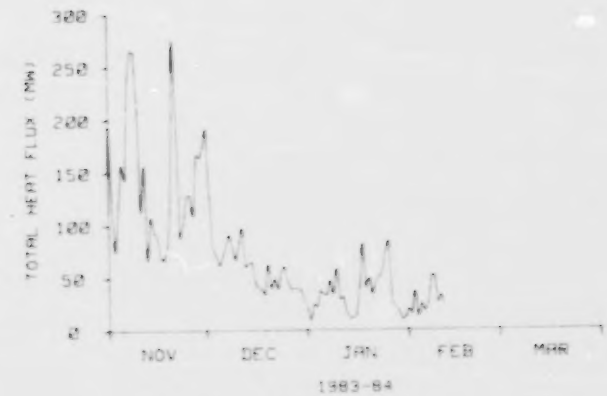


Figure 42. Total heat flux.

Table 5. Surface Heat Flux

Date	Φ_{sn} (W m^{-2})	Φ_{lo} (W m^{-2})	Φ_e (W m^{-2})	Φ_c (W m^{-2})	Φ_{li} (W m^{-2})	Φ_s (W m^{-2})	A_{sw} (km^2)	Φ_t (MW)
83-11-01	- 7.16	307.41	28.21	51.24	- 251.17	128.53	1.50	193
83-11-02	- 8.04	306.96	19.50	20.45	- 260.87	78.01	1.50	117
83-11-03	- 4.29	307.14	0.65	2.88	- 257.06	49.32	1.50	74
83-11-04	- 6.20	306.81	13.38	23.73	- 260.23	77.49	1.50	117
83-11-05	- 7.51	306.81	13.58	34.66	- 242.83	104.71	1.50	158
83-11-06	- 8.61	306.16	6.25	24.88	- 233.82	94.86	1.50	143
83-11-07	- 7.18	306.16	9.83	85.89	- 228.65	166.04	1.43	237
83-11-08	- 6.88	306.16	17.16	110.77	- 231.38	195.83	1.35	265
83-11-09	- 6.37	306.16	20.56	102.64	- 216.36	206.63	1.28	264
83-11-10	- 8.20	306.16	17.59	79.65	- 220.40	174.79	1.20	210
83-11-11	- 2.98	306.16	4.29	21.93	- 230.49	98.91	1.13	111
83-11-12	- 6.45	306.16	13.94	73.89	- 238.24	149.30	1.05	157
83-11-13	- 4.01	306.16	0.00	0.00	- 234.88	67.26	0.98	66
83-11-14	- 3.44	306.16	7.43	42.44	- 241.64	110.95	0.97	108
83-11-15	- 4.54	306.16	5.01	30.33	- 240.97	95.97	0.97	93
83-11-16	- 4.16	306.16	3.69	26.87	- 239.99	92.57	0.96	89
83-11-17	- 3.82	306.16	3.91	13.29	- 247.16	72.38	0.96	69
83-11-18	- 4.84	306.16	1.10	6.82	- 239.57	69.67	0.95	66
83-11-19	- 6.15	306.16	0.31	2.69	- 220.43	82.58	0.95	78
83-11-20	- 3.30	306.16	5.27	49.19	- 228.04	129.28	0.94	122
83-11-21	- 4.34	306.16	34.61	188.82	- 230.69	294.56	0.94	276
83-11-22	- 4.68	306.16	29.48	114.66	- 238.44	207.18	0.93	193
83-11-23	- 2.51	306.16	5.09	27.99	- 241.96	94.77	0.93	88
83-11-24	- 2.55	306.16	6.77	39.24	- 238.93	110.69	0.92	102
83-11-25	- 2.19	306.16	14.97	59.41	- 238.46	139.88	0.92	128
83-11-26	- 3.40	306.16	10.74	55.66	- 228.62	140.54	0.91	128
83-11-27	- 3.65	306.16	3.64	31.63	- 218.13	119.64	0.91	109
83-11-28	- 2.38	306.16	13.06	103.55	- 225.16	195.23	0.85	166
83-11-29	- 2.75	306.16	12.25	118.28	- 228.72	205.22	0.80	164
83-11-30	- 2.96	306.16	14.14	138.15	- 223.87	231.61	0.75	173
83-12-01	- 2.79	306.16	23.14	178.06	- 228.68	275.90	0.69	191
83-12-02	- 3.05	306.16	19.13	105.71	- 226.21	201.74	0.64	129
83-12-03	- 3.41	306.16	3.45	25.44	- 198.54	133.10	0.58	77
83-12-04	- 3.32	306.16	2.29	22.89	- 187.68	140.34	0.51	72
83-12-05	- 2.31	306.16	0.61	5.40	- 189.72	120.14	0.51	61
83-12-06	- 1.22	306.16	4.97	38.01	- 213.08	134.84	0.51	69
83-12-07	- 2.06	306.16	2.13	17.67	- 165.85	158.05	0.51	81
83-12-08	- 3.08	306.16	3.04	28.19	- 158.25	176.06	0.51	90
83-12-09	- 1.77	306.16	3.01	28.25	- 162.49	173.15	0.46	80
83-12-10	- 1.01	306.16	4.75	41.02	- 185.42	165.50	0.40	67
83-12-11	- 1.53	306.16	11.41	97.71	- 183.12	230.62	0.36	82
83-12-12	- 1.53	306.16	17.98	149.23	- 189.24	282.60	0.34	97
83-12-13	- 1.45	306.16	9.61	81.88	- 193.44	202.76	0.30	60
83-12-14	- 2.17	306.16	13.89	102.02	- 204.33	215.54	0.30	63
83-12-15	- 1.75	306.16	13.01	96.88	- 195.30	219.00	0.29	65
83-12-16	- 2.03	306.16	4.29	37.86	- 180.30	165.98	0.27	45
83-12-17	- 1.95	306.16	0.54	4.98	- 161.65	148.08	0.27	40
83-12-18	- 1.24	306.16	4.45	32.07	- 195.52	145.93	0.27	39
83-12-19	- 1.56	306.16	4.47	31.91	- 214.55	126.43	0.26	33
83-12-20	- 1.65	306.16	14.93	114.75	- 196.35	237.84	0.26	62

Note: Φ_{sn} = net shortwave radiation
Φ_{li} = incoming longwave radiation
Φ_{lo} = outgoing longwave radiation
Φ_e = evaporative heat flux
Φ_c = conductive heat flux
Φ_s = total surface heat flux
A_{sw} = area of open water above study reach
Φ_t = areal heat flux ($\Phi_s \times A_{sw}$)

Table 5. Continued

Date	Φ_{sn} (W m^{-2})	Φ_{lo} (W m^{-2})	Φ_e (W m^{-2})	Φ_c (W m^{-2})	Φ_{li} (W m^{-2})	Φ_s (W m^{-2})	A_{sw} (km^2)	Φ_t (MW)
83-12-21	- 2.48	306.16	0.27	2.42	- 154.41	151.96	0.26	40
83-12-22	- 2.34	306.16	2.76	25.79	- 146.28	186.10	0.26	48
83-12-23	- 2.50	306.16	0.15	1.36	- 154.42	150.75	0.26	39
83-12-24	- 2.61	306.16	7.99	67.66	- 159.91	219.29	0.26	56
83-12-25	- 2.76	306.16	11.18	96.98	- 174.57	236.99	0.25	60
83-12-26	- 2.74	306.16	3.63	30.49	- 155.48	182.07	0.25	45
83-12-27	- 2.56	306.16	0.00	0.00	- 147.85	155.74	0.25	39
83-12-28	- 2.56	306.16	0.32	3.02	- 143.72	163.21	0.25	40
83-12-29	- 2.56	306.16	0.00	0.00	- 141.95	161.64	0.24	39
83-12-30	- 1.62	306.16	0.78	7.11	- 153.06	159.29	0.24	38
83-12-31	–	306.16	–	–	–	–	–	–
84-01-01	- 1.38	306.16	4.65	23.83	- 242.41	90.86	0.24	22
84-01-02	- 1.00	306.16	14.65	-7.40	- 276.75	35.67	0.23	8
84-01-03	- 2.62	306.16	20.32	32.80	- 253.93	102.73	0.23	24
84-01-04	- 1.14	306.16	14.46	41.35	- 265.63	95.20	0.23	22
84-01-05	- 2.19	306.16	15.82	66.94	- 225.79	160.94	0.23	37
84-01-06	- 2.53	306.16	5.85	38.23	- 199.34	148.38	0.23	34
84-01-07	- 3.25	306.16	1.04	9.21	- 165.37	147.79	0.23	34
84-01-08	- 3.27	306.16	7.77	61.24	- 167.32	204.58	0.23	46
84-01-09	- 1.34	306.16	5.70	44.59	- 205.82	149.29	0.22	34
84-01-10	- 2.29	306.16	27.99	162.98	- 233.30	261.54	0.22	58
84-01-11	- 3.33	306.16	26.20	44.43	- 241.55	131.90	0.22	29
84-01-12	- 2.41	306.16	38.45	59.50	- 261.00	140.69	0.22	31
84-01-13	- 2.98	306.16	36.96	11.12	- 273.89	77.38	0.22	17
84-01-14	- 1.69	306.16	7.28	0.65	- 260.84	51.56	0.22	11
84-01-15	- 1.48	306.16	0.96	5.87	- 261.43	50.08	0.22	11
84-01-16	- 1.40	306.16	1.99	13.07	- 255.28	64.55	0.22	14
84-01-17	- 3.13	306.16	12.39	102.89	- 233.03	185.28	0.22	41
84-01-18	- 2.87	306.16	33.94	250.28	- 211.07	376.43	0.22	82
84-01-19	- 3.10	306.16	11.14	80.62	- 211.42	183.40	0.22	40
84-01-20	- 2.05	306.16	13.62	105.07	- 200.45	222.35	0.22	48
84-01-21	- 4.68	306.16	3.81	30.92	- 182.01	154.26	0.22	33
84-01-22	- 3.08	306.16	14.29	105.18	- 200.68	221.88	0.22	48
84-01-23	- 5.65	306.16	11.71	89.84	- 170.49	231.57	0.22	50
84-01-24	- 3.68	306.16	12.93	116.44	- 169.66	262.20	0.21	56
84-01-25	- 5.99	306.16	19.49	135.41	- 151.01	349.19	0.21	74
84-01-26	- 5.92	306.16	31.47	252.90	- 186.84	397.77	0.21	84
84-01-27	- 3.72	306.16	7.17	25.49	- 219.12	115.98	0.21	24
84-01-28	- 6.81	306.16	18.83	20.85	- 237.38	101.64	0.21	22
84-01-29	- 5.27	306.16	53.80	-3.61	- 265.08	86.01	0.21	18
84-01-30	- 5.22	306.16	23.92	-1.93	- 273.65	49.39	0.21	10
84-01-31	- 4.78	306.16	23.23	4.56	- 271.79	56.01	0.21	12
84-02-01	- 3.89	306.16	33.72	18.91	- 261.88	93.01	0.21	20
84-02-02	- 10.52	306.16	41.95	-6.63	- 257.01	73.96	0.21	16
84-02-03	- 2.34	306.16	14.31	77.38	- 221.32	174.18	0.21	36
84-02-04	- 7.30	306.16	42.24	-14.36	- 265.15	61.59	0.21	13
84-02-05	- 8.26	306.16	30.88	33.24	- 245.26	116.76	0.21	25
84-02-06	- 3.61	306.16	12.43	26.90	- 256.98	84.90	0.21	18
84-02-07	- 4.52	306.16	20.99	40.86	- 241.96	121.53	0.21	25
84-02-08	- 6.32	306.16	35.15	113.77	- 204.25	244.50	0.21	51
84-02-09	- 7.77	306.16	41.62	131.54	- 225.81	245.75	0.21	51
84-02-10	- 5.03	306.16	8.33	33.66	- 218.17	124.95	0.21	26

Table 5. Continued

Date	Φ_{sn} (W m^{-2})	Φ_{lo} (W m^{-2})	Φ_e (W m^{-2})	Φ_c (W m^{-2})	Φ_{li} (W m^{-2})	Φ_s (W m^{-2})	A_{sw} (km^2)	Φ_t (MW)
84-02-11	- 7.61	306.16	23.26	73.80	- 238.67	156.93	0.21	32
84-02-12	- 7.23	306.16	8.64	44.18	- 236.75	115.00	0.21	24
84-02-13	- 8.52	306.16	33.85	56.70	- 255.82	132.37	–	–
84-02-14	- 10.29	306.16	35.28	37.07	256.70	111.51	–	–
84-02-15	- 14.15	306.16	32.47	40.67	- 250.81	114.34	–	–
84-02-16	- 12.84	306.16	35.52	26.58	- 258.92	96.51	–	–
84-02-17	- 11.93	306.16	40.82	- 2.97	- 261.85	70.24	–	–
84-02-18	- 14.98	306.16	28.48	23.15	- 248.22	94.59	–	–
84-02-19	- 6.04	306.15	11.77	19.13	- 266.82	64.19	–	–
84-02-20	- 17.08	306.16	18.89	4.20	- 261.04	51.14	–	–
84-02-21	- 14.46	306.16	27.41	49.86	- 240.80	128.17	–	–
84-02-22	- 15.92	306.16	21.50	47.34	- 232.84	126.24	–	–
84-02-23	- 17.48	306.16	20.90	49.89	- 235.12	124.36	–	–
84-02-24	- 19.40	306.16	16.70	36.00	- 220.27	119.18	–	–
84-02-25	- 19.86	306.16	17.27	43.26	- 211.94	134.91	–	–
84-02-26	- 14.66	306.16	2.26	9.85	- 217.74	85.86	–	–
84-02-27	- 16.93	306.16	23.32	62.29	- 236.82	138.01	–	–
84-02-28	- 15.27	306.16	21.13	32.72	- 246.18	98.55	–	–
84-02-29	- 21.58	306.16	22.06	44.43	- 241.56	109.52	–	–
84-03-01	- 16.35	306.21	26.68	20.97	- 263.37	74.14	–	–
84-03-02	- 18.60	306.21	42.77	- 2.32	- 265.48	62.59	–	–
84-03-03	- 12.13	306.22	33.10	13.94	- 259.88	81.24	–	–
84-03-04	- 23.95	306.21	40.03	- 24.16	- 256.62	41.52	–	–
84-03-05	- 20.52	306.22	21.02	- 15.51	- 257.35	33.86	–	–
84-03-06	- 16.27	306.22	13.72	- 12.50	- 266.38	24.79	–	–
84-03-07	- 23.77	306.23	8.82	- 15.71	- 261.43	14.13	–	–
84-03-08	- 26.76	306.23	7.55	- 13.37	- 252.45	21.19	–	–
84-03-09	- 25.08	306.25	14.69	- 19.78	- 268.84	7.24	–	–
84-03-10	- 26.23	306.27	24.34	- 34.00	- 277.53	- 7.14	–	–
84-03-11	- 19.27	306.30	8.28	-14.04	- 286.63	-5.36	–	–
84-03-12	- 9.23	306.34	5.95	-4.01	- 284.16	14.89	–	–
84-03-13	- 18.31	306.31	24.64	- 21.94	- 267.31	67.27	–	–
84-03-14	- 31.62	306.30	53.78	80.25	- 233.19	175.52	–	–
84-03-15	- 21.78	306.28	38.03	42.03	- 242.73	121.83	–	–
84-03-16	- 32.72	306.27	14.24	3.15	- 251.91	39.03	–	–
84-03-17	- 25.88	306.31	17.20	12.40	- 260.70	49.33	–	–
84-03-18	- 21.74	306.30	10.35	5.25	- 268.85	31.31	–	–
84-03-19	- 18.10	306.33	35.51	- 19.57	- 283.41	20.76	–	–
84-03-20	- 22.16	306.32	10.51	0.81	- 271.34	22.52	–	–
84-03-21	- 35.47	306.37	10.09	1.48	- 263.18	19.29	–	–
84-03-22	- 19.62	306.42	24.95	10.13	- 259.79	62.09	–	–
84-03-23	- 28.87	306.43	20.59	- 13.13	- 277.76	7.26	–	–
84-03-24	- 20.65	306.50	35.28	- 10.95	- 281.49	28.69	–	–
84-03-25	- 24.08	306.54	6.84	-5.51	- 278.89	4.91	–	–
84-03-26	- 22.10	306.80	16.63	- 11.28	- 282.26	7.79	–	–
84-03-27	- 32.79	306.92	25.94	-7.01	- 264.03	29.02	–	–
84-03-28	- 25.08	307.37	9.79	-5.18	- 275.89	11.00	–	–
84-03-29	- 27.27	308.75	42.58	- 22.63	- 278.21	23.23	–	–
84-03-30	- 28.13	309.23	45.00	- 44.38	- 290.15	-8.44	–	–
84-03-31	- 52.01	309.92	41.89	- 20.97	- 260.18	19.09	–	–

Figure 41 shows the seasonal pattern for surface heat flux over open water. This curve is characterized by both a seasonal trend, with highest losses in December, and large fluctuations at the synoptic time scale. The total heat flux for the reach, Φ_t, obtained by multiplying Φ_s by the area of open water (Fig. 21), is shown in Figure 42. This curve is characterized by a dramatic decrease in heat flux during the first half of December due, of course, to freeze-up of the reach.

THE DEGREE-DAY METHOD

Some understanding of heat transfer and ice conditions can be gained through the use of empirical models. For example, the degree-day method has long been used to predict ice growth (but see Ashton, 1978). Although the degree-day approach is usually taken only when heat budget data are lacking, we will at least test its applicability to the Yukon River.

Here, the ice thickness, h, is supposed to be proportional to the square root of the cumulative degree-days of freezing air temperatures, D, after the initial formation of ice:

$$h = h_o + J_o D^{1/2}$$

where h_o = initial ice thickness

J_o = empirical coefficient that varies with location. Reported values of J_o (Bengtsson, 1982) range from 1.15 to 3.5 cm/(°C day)$^{0.5}$, depending on snow cover.

Degree-day curves of the study reach are shown in Figures 43 and 44. When applied to the growth of static ice, these data suggest the J_o is approximately 3.0 cm/(°C day)$^{0.5}$. However, as noted by Ashton (1978), this approximation is only useful in situations where the ice thickness exceeds several centimetres.

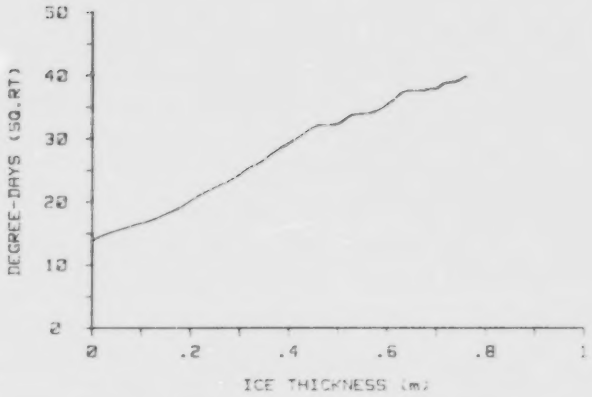


Figure 44. Degree-days in relation to ice thickness.

LINEAR HEAT FLUX APPROXIMATION

For many engineering applications, it is useful to approximate the surface heat flux, H_e, by a linear function of the air-water temperature difference; for example,

$$H_e = A + B(T_w - T_a)$$

where A and B are coefficients that depend upon local conditions, e.g., solar radiation, cloud cover, and wind speed (Paily *et al.*, 1974). These coefficients were evaluated from YISEX data (Figs. 31 and 41). Rough values for the coefficients A and B are 50 W m^{-2} and 8 W m^{-2} °C, respectively.

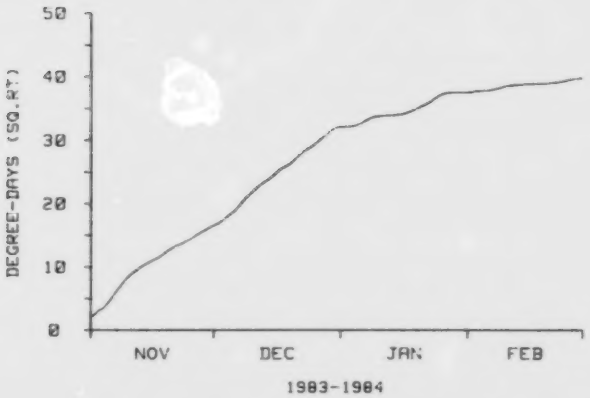


Figure 43. Degree-days vs. time.

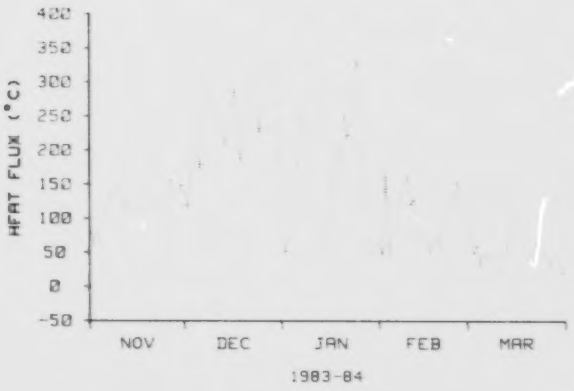


Figure 45. Linear heat flux approximation.

Comparison of H_e (Fig. 45) with Φ_s (Fig. 41) suggests that for quick estimates of surface heat flux, the linear heat flux equation may be used. However, this method does not allow for the effects of wind speed on heat exchange. If greater accuracies are required, an approximation of the form $H_e = (a + bW)(T_w - T_a)$, where a and b are curve-fitting coefficients, and W is wind speed, may be used (G.D. Ashton, 1985, U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, pers. com.).

INTERIOR HEAT TRANSFER: RIVER TO ICE

Following Baines (1961), the flux of heat from isothermal water to the ice cover is

$$\Phi_i = \frac{C_d\, k_t\, T_w}{2d_m} \quad (R_e)\,(P_r)^{1/3}$$

where C_d = shear coefficient (of order 0.01)
k_t = thermal conductivity (0.564 W m^{-1} $°C^{-1}$)
T_w = water temperature (°C)
d_m = distance from ice to the depth of maximum velocity
R_e = Reynolds number ($U_o d/\nu$)
P_r = Prandtl number ($C_p\mu/k$ = 13.6 at T_w = 0°C)
U = velocity
ν = kinematic viscosity (1.787 × 10^{-6} m^2 s^{-1})
μ = dynamic viscosity (1.787 × 10^{-3} kg m^{-1} s^{-1})
C_p = specific heat (4217.4 J kg^{-1} $°C^{-1}$).

Evaluating the above equation for water conditions at breakup (assuming a water temperature T_w = 0.01°C) yields a heat flow of order 50 W m^{-2}. If all this heat is used to melt ice, a melting rate of about 0.014 m d^{-1} is obtained. This melting rate, in turn, would remove about 0.3 m of ice cover in approximately 20 days. While additional heating of the ice occurs through the absorption of solar radiation, this flux is certainly sufficient to account for ripple formation.

Hydrology

This chapter has three main objectives:

(1) to document the relationship between water level and streamflow throughout the ice cycle;

(2) to show how the presence of ice affects the lateral and vertical velocity fields; and

(3) to examine the hydraulic resistance offered by the evolving ice cover.

For an introduction to the general subject of flow in ice-covered rivers, see Beltaos (1979).

WATER LEVELS AND STREAMFLOW

During freeze-up, the ice cover initially bridges over at the lower constriction of the reach and then progresses upstream (Fig. 11). The main effect of this initial closure of the river is a near doubling of the wetted perimeter, which combined with the increased resistance associated with moving frazil floes and pans, serves to form temporary control sections within the reach. For a constant flow rate there must be a corresponding increase in the depth of flow. As the depth of flow increases, a backwater-type surface profile develops ahead of the advancing ice cover.

Some of the effects of increased resistance are evident in the water level data. For example, daily water level values at the three stations are shown in Figure 46. Each shows the same general pattern: a rapid jump at freeze-up, a gradual decline throughout winter, and a rapid drop at breakup. The corresponding slopes are shown in Figure 47. Even for the almost constant discharge of the reach, the surface slope varies by a factor of 5. The most pronounced changes in surface slope occur during periods of ice-cover transition.

The transition from ice-free to ice-covered conditions is shown in Figure 48. Here the water level at AM is plotted relative to the location of the advancing ice front. Shore ice, which begins forming in late November, has no apparent effect on the flow. In fact, there is very little effect on water level until the ice front moves upstream past M. The most rapid change in water level begins when the front is 1.5 km above M and continues until the front is within 100 m of the section.

The effect of the advancing ice front on the hydraulic gradient is illustrated in Figure 49. Prior to freeze-up, the water level is low and the curve is concave upwards, i.e., the river slope from AM to M is greater than the slope from M to BM. Subsequent to bridging at BM, the water level

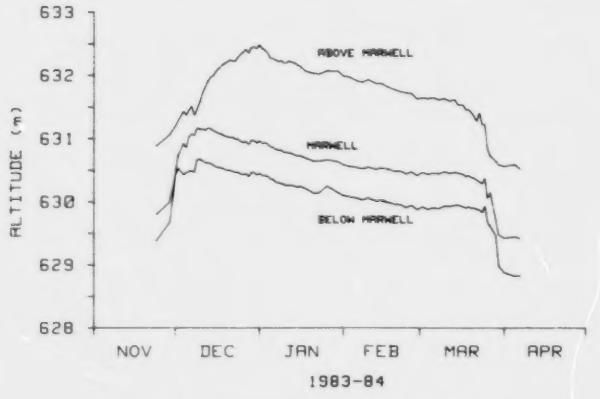


Figure 46. Daily water levels at AM, M, and BM.

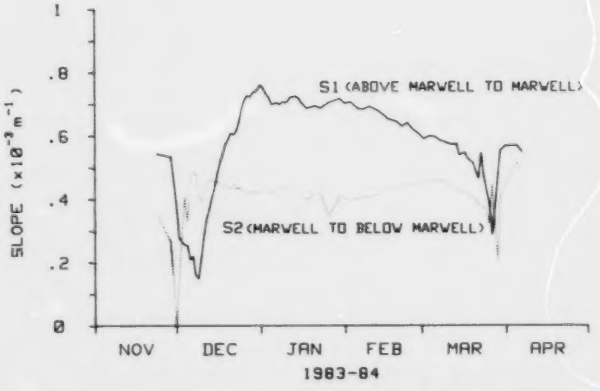


Figure 47. Surface slope between AM and M, and M and BM.

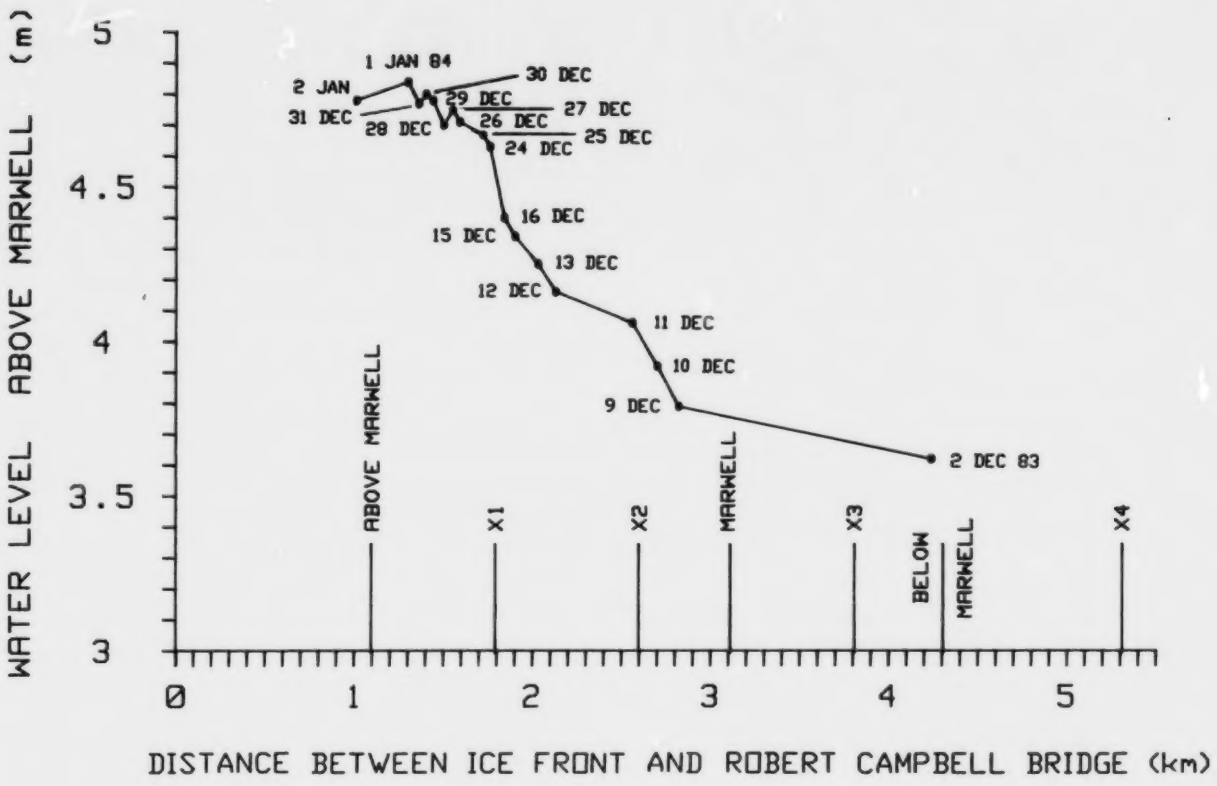


Figure 48. Water level at AM relative to ice front position.

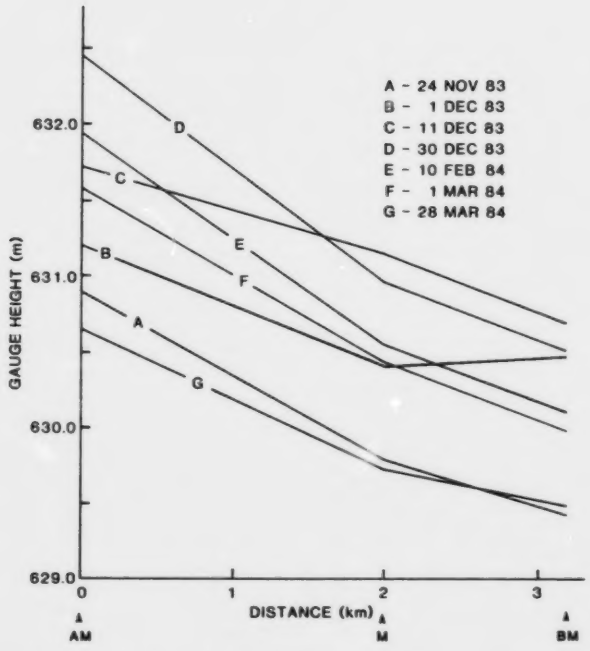


Figure 49. Effect of advancing ice front on hydraulic gradient.

rises and, for a short time, there is no slope between M and BM. As the ice front progresses past M, the curve inverts, i.e., it turns concave downwards. At complete freeze-up, the curve is back to its normal shape; however, water levels are about 1.5 m higher than at the initiation of freeze-up. Water levels then decline throughout the remainder of the winter.

VELOCITY DISTRIBUTIONS

A typical transverse section of velocity is shown in Figure 50. A well-defined velocity core is located 20 to 50 m from the left bank. This core is associated with the deepest part of the channel. While this core occupies only one third of the channel, it contains approximately 90% of the streamflow. In this particular section, the frazil deposition is thinnest above the velocity core. Further examples of the effect of the frazil dam on velocity profiles are illustrated in Figure 51.

A feeling for the degree of variability in the velocity field can be gained from Figure 52. Here, consecutive

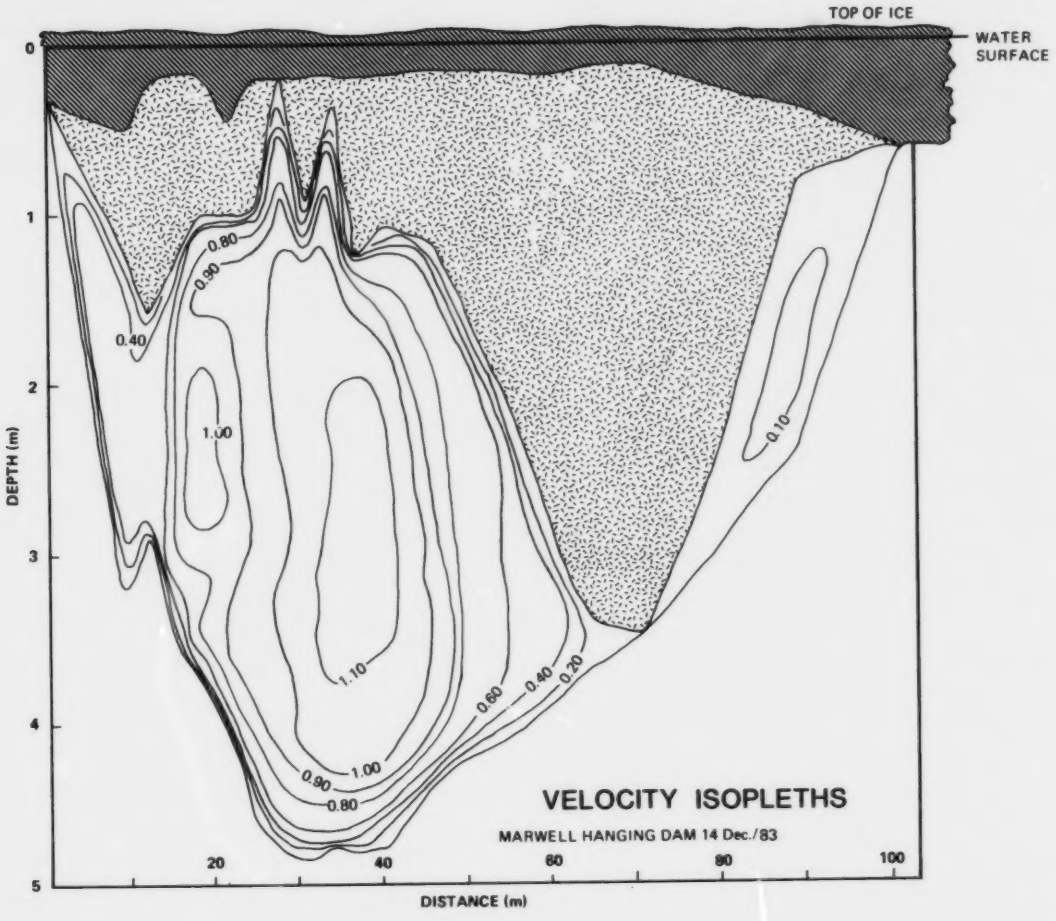


Figure 50. Velocity section.

observations of velocity, each representing one-minute mean values, were made at the 0.6, 0.7, and 0.8 depths. At each of these depths, turbulent fluctuations result in a spread in velocity of 0.1 m s^{-1}.

The above data on velocity distributions can be used to estimate a dispersion coefficient for the Whitehorse reach during winter.

HYDRAULIC RESISTANCE

The hydraulic resistance of ice-covered rivers has been discussed by several authors, including Nezhikhovskiy (1964), Carey (1966), Larsen (1969), Uzuner (1975), Pratte (1979), Tsang (1982b), and Santeford and Alger (1984).

There are two basic approaches to determining flow resistance. One method is to determine a bulk coefficient of roughness that relates flow to surface slope and hydraulic radius. The other is to deduce the hydraulic roughness directly from the velocity profile normal to the surface of interest. The choice of method depends on the problem at hand: a simple slope versus streamflow relationship may suffice for some applications; at other times it may be desirable to isolate the ice-cover roughness from the bed and other types of resistance. Here both approaches are used so that a comparison can be made.

Bulk Resistance Coefficients

General Formulations

Three equations, all relating flow velocity, U, to surface slope, S, and hydraulic radius, R, are routinely used

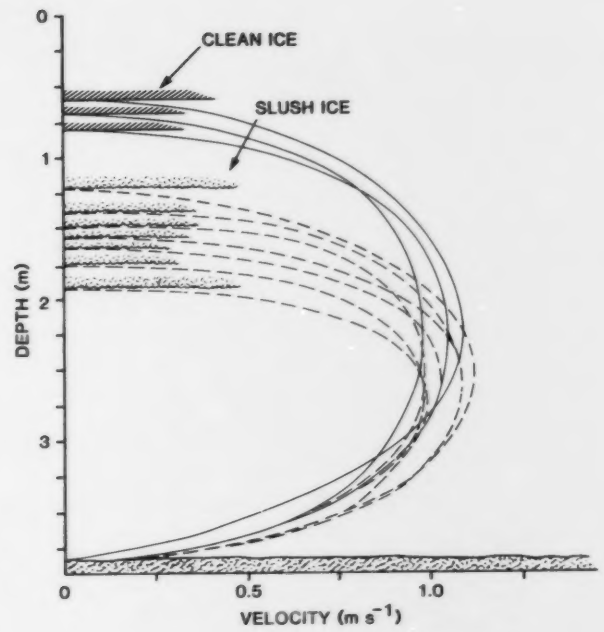


Figure 51. Velocity profiles beneath clean ice and slush ice in a section normal to the frazil dam.

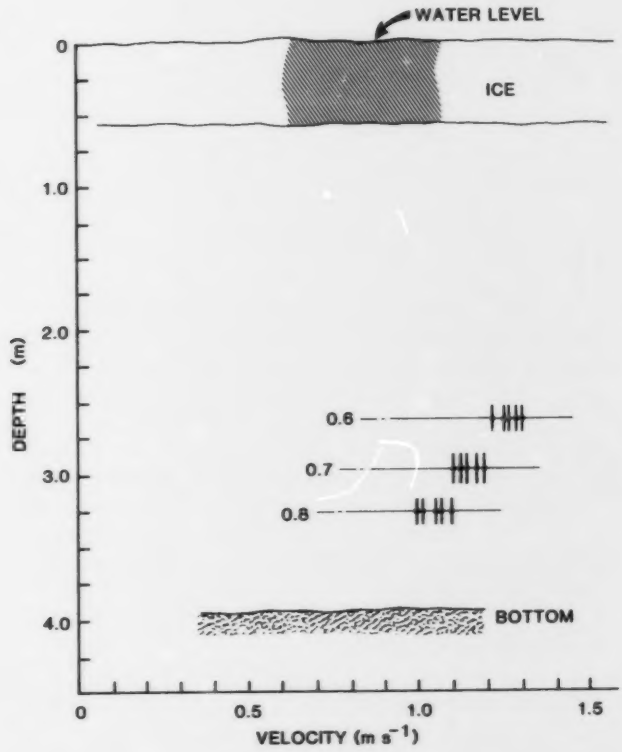


Figure 52. Example of velocity fluctuation.

to describe steady, uniform flows in open channels. These are:

Chezy equation $U = C R^{1/2} S^{1/2}$

Manning's equation $U = 1/n (R^{2/3} S^{1/2})$

Darcy-Weisbach equation $U = (8g/f)^{1/2} (R^{1/2} S^{1/2})$

where C is the Chezy roughness coefficient (rougosity); n, Manning's roughness coefficient; and f, the Darcy-Weisbach friction factor.

These equations are convertible from one to another by:

$$C = (8g/f)^{1/2}$$

$$C = (1/n) R^{1/6}$$

The Chezy and Darcy-Weisbach coefficients differ only by a dimensional multiplier. The conversion from Manning's to the Chezy coefficient, however, is proportional to $R^{1/6}$.

There are no firm rules for selecting one approach over the other. At best they are all only approximations of the true (i.e., unsteady and non-uniform) conditions that prevail in an ice-covered river. Manning's equation is more widely used because, having a stronger functional dependence on R, it is less variable. However, because the Chezy approach is older and more basic, it will be used here.

Method of Calculation

The lack of homogeneity in ice conditions during freeze-up and breakup makes calculation of a resistance coefficient difficult. In the following, the basic assumption is made that the Chezy equation holds for reach-wide average conditions of percentage of ice cover, cross-sectional area, and mean velocity. Under this assumption the following steps were taken to compute the Chezy coefficient.

(1) Daily values of streamflow, Q, were obtained from the NCPC dam (Fig. 8).

(2) The surface slope, S_l, was computed as the height difference between M and AM.

(3) The effective cross-sectional area, A_e, was taken to be the total cross-sectional area of the section, A_t, less the cross-sectional areas of the ice, A_i, and the frazil dam, A_d. In calculating the cross-sectional

areas, the conditions prevailing at M were taken to be representative of the reach. However, at freeze-up and breakup, account was taken of the percentage of ice cover within the reach, IC, such that A_e was a reach-wide average condition; hence, $A_e = A_t - (IC/100)(A_i + A_d)$.

(4) The mean velocity was obtained by dividing streamflow by the effective cross-sectional area, $U_o = Q/A_e$.

(5) The hydraulic radius was found by dividing the effective cross-sectional area by the effective wetted perimeter, $R = A_e/P_e$. When the reach was ice-free, the width of the river at M was taken as a reasonable approximation. As the ice cover formed, account had to be taken for the effect of the "upper" boundary. Often this is done by simply doubling the width. However, because the frazil dam obstructs a large part of the channel, it acts to decrease the effective width of the channel (Clement and Petryk, 1980). In the present study, we found that little streamflow occurred in those portions of the channel where the frazil dam occupied more than half the depth. We therefore decided to exclude this portion of the channel when calculating the wetted perimeter.

Using the slope S_1 along with the cross section M is admittedly an approximation, leading to some aliasing of the results, particularly when M is in the backwater region created by the advancing ice front.

Daily values of parameters related to channel geometry are listed in Table 6; daily values of the corresponding flow parameters are listed in Table 7.

Seasonal Patterns in the Chezy Coefficient

Daily values of the Chezy coefficient obtained from this analysis are shown in Figure 53. Prior to the formation of ice in the reach, the Chezy coefficient was large, indicating low resistance to flow. Immediately following the initial formation of ice, the coefficient fell by a factor of 2 to its seasonal minimum. Afterwards, the value of C gradually increased to its winter maximum and then declined at breakup before returning to open-water values.

The Chezy coefficient computed above is, in fact, a composite coefficient, representing the combined drag of the bottom and the ice cover. To relate the composite coefficients to those of the channel and the ice, one may write

$$C_o = \{ 2/[(1/C_i^2) + (1/C_b^2)] \}^{1/2}$$

where C_i = Chezy coefficient (upper layer)

C_b = Chezy coefficient (lower layer).

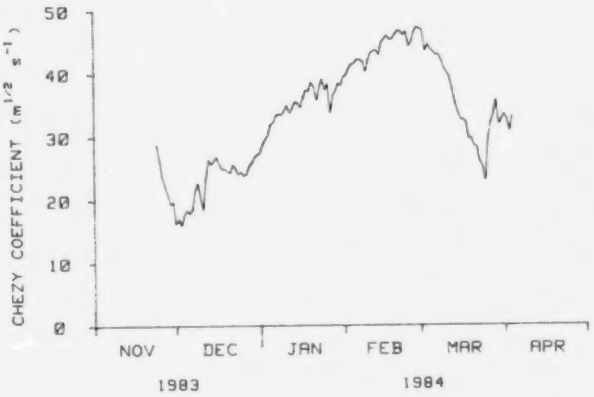


Figure 53. Chezy coefficient vs. time.

Generally, composite resistance coefficients would be expected to be higher than the open-water value because the effects of a smooth undersurface are being averaged into the calculations. However, this is not always the case in the present data. This would imply that the presence of frazil, slush, pans, anchor ice, or ripples sometimes decreases the value of C_o below that of C_b.

An interesting view of the entire ice cycle may be gained by plotting the Chezy coefficient in relationship to the water level (Fig. 54). At the initiation of freeze-up (November 24), the Chezy coefficient dropped markedly to a seasonal minimum and the water level began to rise. As frazil flows became prominent, the Chezy coefficient began to increase as the water levels continued to rise. Subsequent to freeze-up at a given location, the water levels dropped as the Chezy coefficient increased to its seasonal maximum, which, in turn, corresponded to the time of highest flow velocities. Then, with the initiation of breakup, the Chezy coefficient dropped sharply in response to rough ice conditions. After breakup the Chezy coefficient increased to its summer (open-water) value.

Analysis of Velocity Profiles

Hydraulic roughness can also be computed from velocity profile measurements. This method isolates the ice-cover roughness from other sources of resistance such as bed roughness and non-uniformities.

Table 6. Channel Geometry

Date	A_t (m^2)	A_i (m^2)	A_d (m^2)	IC (%)	A_e (m^2)	b (m)	b^1 (m)	P_e (m)	R (m)
83-11-24	190	0	0	0	190	104	0	104	1.83
83-11-25	194	0	0	0	194	104	0	104	1.86
83-11-26	198	0	0	0	198	103	0	103	1.92
83-11-27	202	0	0	0	202	103	0	103	1.96
83-11-28	206	0	0	0	206	102	0	102	2.02
83-11-29	212	0	0	0	212	102	0	102	2.08
83-11-30	232	0	0	0	222	102	0	102	2.18
83-12-01	256	0	0	0	256	102	0	102	2.51
83-12-02	285	0	0	0	285	102	0	102	2.79
83-12-03	295	0	0	0	295	101	0	101	2.91
83-12-04	306	4	12	23	302	101	2	122	2.48
83-12-05	299	8	24	23	292	101	4	119	2.45
83-12-06	317	12	36	23	316	101	6	116	2.72
83-12-07	231	14	48	23	307	101	8	114	2.69
83-12-08	319	16	60	23	302	101	10	112	2.70
83-12-09	332	18	72	30	302	100	12	114	2.65
83-12-10	330	20	84	39	289	100	14	120	2.41
83-12-11	330	22	96	43	279	100	16	120	2.33
83-12-12	328	24	108	68	238	100	18	138	1.72
83-12-13	332	26	120	80	215	100	21	142	1.51
83-12-14	330	27	126	80	208	100	25	135	1.54
83-12-15	326	28	126	81	201	100	25	136	1.48
83-12-16	324	29	126	85	192	100	26	137	1.40
83-12-17	322	30	120	86	193	99	26	136	1.42
83-12-18	321	31	119	86	192	99	27	134	1.43
83-12-19	318	32	118	87	188	99	27	135	1.39
83-12-20	317	33	117	87	187	99	28	133	1.41
83-12-21	316	34	116	88	186	99	28	133	1.40
83-12-22	316	35	115	88	184	99	29	132	1.39
83-12-23	314	36	114	89	180	98	29	131	1.37
83-12-24	314	37	113	89	180	98	30	129	1.40
83-12-25	309	38	112	90	174	98	30	129	1.35
83-12-26	308	39	111	91	172	98	31	128	1.34
83-12-27	309	40	110	92	171	98	31	127	1.35
83-12-28	304	41	109	93	165	98	32	127	1.30
83-12-29	311	42	108	94	170	98	32	128	1.33
83-12-30	311	43	107	96	168	98	32	129	1.30
83-12-31	308	44	106	97	163	98	33	128	1.27

Note: A_t = total cross-sectional area
A_i = cross-sectional area of ice
A_d = cross-sectional area of frazil dam
IC = percentage of ice cover in reach
A_e = effective cross-sectional area of open water $[A_t - (IC/100)(A_i + A_d)]$
b = width of river
b^1 = width of frazil dam
P_e = effective wetted perimeter

= b : no ice cover
= $(b - b^1) + (IC/100)(b - b^1)$: partial ice cover
= $2(b-b^1)$: complete ice cover

R = hydraulic radius (A_e/P_e)

Table 6. Continued

Date	A_t (m^2)	A_i (m^2)	A_d (m^2)	IC (%)	A_e (m^2)	b (m)	b^1 (m)	P_e (m)	R (m)
84-01-01	310	45	105	98	163	98	33	129	1.26
84-01-02	307	46	104	100	157	97	33	128	1.23
84-01-03	308	47	103	100	158	97	33	128	1.23
84-01-04	304	48	102	100	154	97	34	126	1.22
84-01-05	300	49	101	100	150	97	34	126	1.19
84-01-06	299	50	100	100	149	97	34	126	1.18
84-01-07	296	50	100	100	146	97	34	126	1.16
84-01-08	295	51	99	100	145	97	34	126	1.15
84-01-09	295	52	98	100	145	97	34	126	1.15
84-01-10	292	52	97	100	143	97	34	126	1.13
84-01-11	291	53	98	100	140	97	34	126	1.11
84-01-12	291	54	95	100	142	97	34	126	1.13
84-01-13	289	54	94	100	141	97	34	126	1.12
84-01-14	287	55	93	100	139	97	34	126	1.10
84-01-15	286	56	92	100	138	97	34	126	1.10
84-01-16	286	56	91	100	139	97	34	126	1.10
84-01-17	284	57	90	100	137	98	34	128	1.07
84-01-18	282	58	89	100	135	98	34	128	1.05
84-01-19	280	58	88	100	134	98	34	128	1.05
84-01-20	278	59	88	100	131	98	34	128	1.02
84-01-21	277	60	87	100	130	98	34	128	1.02
84-01-22	278	60	86	100	132	98	34	128	1.03
84-01-23	278	61	86	100	131	99	34	130	1.01
84-01-24	278	62	85	100	131	99	34	130	1.01
84-01-25	279	62	84	100	133	99	34	130	1.03
84-01-26	279	63	84	100	132	99	34	130	1.02
84-01-27	278	64	83	100	131	99	34	130	1.01
84-01-28	277	64	82	100	131	100	34	132	0.99
84-01-29	276	65	82	100	129	100	34	132	0.98
84-01-30	276	66	81	100	129	100	34	132	0.98
84-01-31	274	66	80	100	128	100	34	132	0.97
84-02-01	272	66	80	100	126	101	34	134	0.94
84-02-02	270	67	79	100	124	101	34	134	0.93
84-02-03	269	67	79	100	123	101	34	134	0.92
84-02-04	268	68	78	100	122	101	34	134	0.91
84-02-05	267	68	77	100	122	102	34	136	0.90
84-02-06	266	69	76	100	121	102	34	136	0.89
84-02-07	265	69	76	100	120	102	34	136	0.88
84-02-08	264	69	74	100	121	102	34	136	0.89
84-02-09	266	70	73	100	123	102	34	136	0.90
84-02-10	267	70	72	100	125	102	33	138	0.91
84-02-11	266	70	71	100	125	102	33	138	0.91
84-02-12	264	71	70	100	123	102	33	138	0.89
84-02-13	263	71	69	100	123	102	33	138	0.89
84-02-14	264	71	68	100	124	102	33	138	0.90
84-02-15	266	72	67	100	127	102	33	138	0.92
84-02-16	265	72	66	100	127	102	32	140	0.91
84-02-17	264	72	65	100	127	102	32	140	0.91
84-02-18	263	73	64	100	126	102	32	140	0.90
84-02-19	262	73	63	100	126	102	32	140	0.90
84-02-20	260	73	62	100	125	102	32	140	0.89

Table 6. Continued

Date	A_t (m^2)	A_i (m^2)	A_d (m^2)	IC (%)	A_e (m^2)	b (m)	b^1 (m)	P_e (m)	R (m)
84-02-21	260	74	61	100	125	102	31	142	0.88
84-02-22	260	74	60	100	126	102	31	142	0.89
84-02-23	258	74	59	100	125	102	31	142	0.88
84-02-24	256	75	58	100	123	102	31	142	0.87
84-02-25	258	75	57	100	126	102	31	142	0.89
84-02-26	259	75	56	100	128	102	30	144	0.89
84-02-27	256	76	55	100	125	102	30	144	0.87
84-02-28	253	76	54	100	123	102	30	144	0.85
84-02-29	256	76	54	100	126	102	30	144	0.88
84-03-01	258	76	53	100	129	102	30	144	0.90
84-03-02	257	75	52	100	130	102	30	144	0.90
84-03-03	255	75	51	100	129	102	28	148	0.87
84-03-04	256	75	50	100	131	102	26	152	0.86
84-03-05	257	75	49	100	133	102	24	156	0.85
84-03-06	257	75	47	100	135	102	21	162	0.83
84-03-07	256	75	45	100	136	102	18	168	0.81
84-03-08	258	74	43	100	141	102	15	174	0.81
84-03-09	259	72	41	100	146	102	12	180	0.81
84-03-10	258	70	39	100	149	102	9	186	0.80
84-03-11	257	68	36	100	153	102	6	192	0.80
84-03-12	257	66	33	100	158	102	3	198	0.80
84-03-13	258	64	30	95	168	102	0	198	0.85
84-03-14	257	62	28	90	176	102	0	194	0.91
84-03-15	256	60	25	90	180	102	0	194	0.93
84-03-16	255	58	22	90	183	102	0	194	0.94
84-03-17	252	56	19	90	184	102	0	194	0.95
84-03-18	253	54	16	85	194	102	0	189	1.03
84-03-19	250	52	13	85	195	102	0	189	1.03
84-03-20	249	48	10	80	203	102	0	184	1.10
84-03-21	246	46	7	75	206	102	0	178	1.16
84-03-22	242	44	4	70	208	102	0	173	1.20
84-03-23	239	40	0	60	215	102	0	163	1.32
84-03-24	248	36	0	40	234	102	0	142	1.65
84-03-25	215	32	0	40	202	102	0	142	1.42
84-03-26	225	28	0	20	201	102	0	122	1.65
84-03-27	205	24	0	16	178	102	0	118	1.51
84-03-28	180	20	0	12	155	102	0	114	1.36
84-03-29	156	16	0	8	155	102	0	110	1.41
84-03-30	152	12	0	6	151	102	0	108	1.40
84-03-31	150	8	0	4	150	102	0	106	1.42
84-04-01	153	4	0	2	151	102	0	104	1.46
84-04-02	149	0	0	0	149	102	0	102	1.46
84-04-03	–	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-04	–	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-05	–	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-06	–	–	–	–	–	102	0	102	–
84-06-20	199	–	–	–	199	104	0	104	1.91

Table 7. Hydraulic Parameters

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	h (AM) (m)	h (M) (m)	h (BM) (m)	S_1 ($\times 10^{-3}$)	S_2 ($\times 10^{-3}$)	C_o	N_o
83-11-24	172	630.880	629.795	629.377	0.543	0.418	28.7	0.039
83-11-25	164	–	–	–	0.541	–	26.6	0.042
83-11-26	151	–	–	–	0.539	–	23.7	0.047
83-11-27	146	–	–	–	0.537	–	22.3	0.050
83-11-28	142	–	–	–	0.535	–	21.0	0.054
83-11-29	137	631.062	629.996	629.676	0.533	0.320	19.4	0.058
83-11-30	138	–	–	–	0.458	–	19.7	0.058
83-12-01	129	631.196	630.431	630.428	0.383	0.003	16.3	0.072
83-12-02	134	631.280	630.729	630.532	0.276	0.197	16.9	0.070
83-12-03	131	–	–	–	0.265	–	16.0	0.075
83-12-04	134	631.430	630.921	630.432	0.255	0.489	17.6	0.066
83-12-05	134	631.370	630.861	630.463	0.255	0.398	18.4	0.063
83-12-06	135	631.450	631.031	630.484	0.210	0.547	17.9	0.066
83-12-07	138	631.510	631.071	630.493	0.220	0.578	18.5	0.064
83-12-08	135	631.370	631.051	630.469	0.160	0.582	21.5	0.055
83-12-09	136	631.468	631.171	630.667	0.149	0.504	22.7	0.052
83-12-10	135	631.582	631.151	630.679	0.216	0.472	20.5	0.057
83-12-11	133	631.720	631.151	630.649	0.285	0.502	18.5	0.062
83-12-12	135	631.815	631.139	630.621	0.338	0.518	23.5	0.047
83-12-13	133	631.900	631.166	630.615	0.367	0.551	26.3	0.041
83-12-14	133	631.968	631.161	630.603	0.404	0.558	25.6	0.042
83-12-15	134	631.995	631.121	630.578	0.437	0.543	26.2	0.041
83-12-16	133	632.060	631.101	630.554	0.480	0.547	26.7	0.040
83-12-17	134	632.110	631.081	630.542	0.515	0.539	25.7	0.041
83-12-18	133	632.152	631.071	630.536	0.541	0.535	24.9	0.043
83-12-19	132	632.185	631.041	630.514	0.572	0.527	24.9	0.042
83-12-20	132	632.210	631.031	630.505	0.590	0.526	24.5	0.043
83-12-21	132	632.238	631.021	630.499	0.609	0.522	24.3	0.044
83-12-22	136	632.230	631.023	630.484	0.604	0.539	25.5	0.041
83-12-23	130	632.220	630.991	630.472	0.615	0.519	24.9	0.042
83-12-24	130	632.280	630.996	630.469	0.642	0.527	24.1	0.044
83-12-25	129	632.328	630.956	630.444	0.686	0.512	24.4	0.043
83-12-26	127	632.370	630.943	630.432	0.714	0.511	23.9	0.044
83-12-27	129	632.405	630.951	630.444	0.727	0.507	24.1	0.044
83-12-28	128	632.352	630.906	630.402	0.723	0.504	25.3	0.041
83-12-29	137	632.435	630.976	630.460	0.734	0.516	25.8	0.041
83-12-30	139	632.450	630.971	630.463	0.740	0.508	26.7	0.039
83-12-31	136	632.425	630.931	630.426	0.747	0.505	27.1	0.038
84-01-01	138	632.482	630.961	630.453	0.761	0.508	27.3	0.038
84-01-02	137	632.425	630.926	630.414	0.750	0.512	28.7	0.036
84-01-03	140	632.400	630.937	630.417	0.732	0.520	29.5	0.035
84-01-04	138	632.355	630.911	630.402	0.722	0.509	30.2	0.034
84-01-05	138	632.270	630.871	630.365	0.700	0.506	31.9	0.032

Note: Q = streamflow
h (AM) = water level at AM
h (M) = water level at M
h (BM) = water level at BM
S_1 = surface slope AM to M
S_2 = surface slope M to BM
C_o = composite Chezy coefficient
N_o = composite Manning's coefficient

Table 7. Continued

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	h (AM) (m)	h (M) (m)	h (BM) (m)	S_1 ($\times 10^{-3}$)	S_2 ($\times 10^{-3}$)	C_o	N_o
84-01-06	138	632.265	630.861	630.353	0.702	0.508	32.2	0.032
84-01-07	139	632.240	630.831	630.313	0.705	0.518	33.3	0.031
84-01-08	138	632.220	630.821	630.301	0.700	0.520	33.5	0.031
84-01-09	138	632.230	630.816	630.292	0.707	0.524	33.4	0.031
84-01-10	137	632.195	630.786	630.271	0.705	0.515	33.9	0.030
84-01-11	137	632.200	630.781	630.258	0.710	0.523	34.9	0.029
84-01-12	137	632.220	630.776	630.264	0.722	0.512	33.8	0.030
84-01-13	138	–	–	–	0.723	–	34.4	0.030
84-01-14	139	632.190	630.741	630.246	0.725	0.495	35.4	0.029
84-01-15	137	632.162	630.726	630.231	0.718	0.495	35.3	0.029
84-01-16	134	632.140	630.731	630.243	0.705	0.488	34.6	0.029
84-01-17	135	–	–	–	0.696	–	36.1	0.028
84-01-18	135	632.064	630.691	630.210	0.687	0.481	37.2	0.027
84-01-19	134	–	–	–	0.690	–	37.2	0.027
84-01-20	134	–	–	–	0.692	–	38.5	0.026
84-01-21	131	632.030	630.641	630.136	0.695	0.505	37.8	0.027
84-01-22	126	–	–	–	0.691	–	35.8	0.028
84-01-23	130	632.020	630.646	630.143	0.687	0.503	37.7	0.027
84-01-24	135	–	–	–	0.691	–	39.0	0.026
84-01-25	133	–	–	–	0.697	–	37.3	0.027
84-01-26	136	632.070	630.661	630.246	0.705	0.415	38.4	0.026
84-01-27	118	–	–	–	0.708	–	33.7	0.030
84-01-28	127	–	–	–	0.712	–	36.5	0.027
84-01-29	127	–	–	–	0.715	–	37.2	0.027
84-01-30	131	632.065	630.631	630.140	0.717	0.491	38.3	0.026
84-01-31	128	–	–	–	0.711	–	38.1	0.026
84-02-01	128	631.985	630.581	630.097	0.706	0.484	39.4	0.025
84-02-02	126	–	–	–	0.702	–	39.8	0.025
84-02-03	128	631.975	630.561	630.082	0.704	0.479	40.9	0.024
84-02-04	128	–	–	–	0.707	–	41.4	0.024
84-02-05	127	–	–	–	0.696	–	41.6	0.024
84-02-06	126	631.910	630.541	630.057	0.685	0.484	42.2	0.023
84-02-07	124	–	–	–	0.685	–	42.1	0.023
84-02-08	125	631.890	630.521	630.030	0.685	0.491	41.8	0.023
84-02-09	123	–	–	–	0.687	–	40.2	0.024
84-02-10	132	631.930	630.546	630.057	0.692	0.489	42.1	0.023
84-02-11	135	–	–	–	0.687	–	43.2	0.023
84-02-12	132	–	–	–	0.683	–	43.5	0.023
84-02-13	132	631.870	630.511	630.012	0.680	0.499	43.6	0.022
84-02-14	131	–	–	–	0.674	–	42.9	0.023
84-02-15	141	631.870	630.536	630.021	0.667	0.515	44.8	0.022
84-02-16	141	–	–	–	0.659	–	45.3	0.022
84-02-17	142	631.820	630.516	629.993	0.652	0.523	45.9	0.021
84-02-18	138	–	–	–	0.649	–	45.3	0.022
84-02-19	138	–	–	–	0.647	–	45.4	0.022
84-02-20	138	631.770	630.481	629.957	0.645	0.524	46.1	0.021
84-02-21	138	–	–	–	0.637	–	46.6	0.021
84-02-22	139	631.740	630.481	629.951	0.630	0.530	46.6	0.021
84-02-23	136	–	–	–	0.635	–	46.0	0.021
84-02-24	135	631.720	630.440	629.905	0.640	0.535	46.5	0.021
84-02-25	132	–	–	–	0.630	–	44.2	0.022

Table 7. Continued

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	h (AM) (m)	h (M) (m)	h (BM) (m)	S_1 ($\times 10^{-3}$)	S_2 ($\times 10^{-3}$)	C_o	N_o
84-02-26	135	631.710	630.471	629.941	0.620	0.530	44.9	0.022
84-02-27	134	–	–	–	0.613	–	46.4	0.021
84-02-28	132	631.625	630.411	629.874	0.607	0.537	47.2	0.021
84-02-29	136	–	–	–	0.599	–	47.0	0.021
84-03-01	139	631.640	630.461	629.914	0.590	0.547	46.8	0.021
84-03-02	131	–	–	–	0.595	–	43.5	0.023
84-03-03	131	631.630	630.433	629.877	0.599	0.556	44.5	0.022
84-03-04	130	–	–	–	0.598	–	43.8	0.022
84-03-05	130	631.645	630.451	629.902	0.597	0.549	43.4	0.022
84-03-06	128	–	–	–	0.590	–	42.8	0.023
84-03-07	127	631.610	630.441	629.887	0.585	0.554	42.9	0.023
84-03-08	129	–	–	–	0.583	–	42.1	0.023
84-03-09	129	631.628	630.471	629.926	0.579	0.545	40.8	0.024
84-03-10	128	–	–	–	0.575	–	40.1	0.024
84-03-11	129	631.590	630.446	629.923	0.572	0.523	39.4	0.024
84-03-12	127	–	–	–	0.574	–	37.5	0.026
84-03-13	131	631.610	630.461	629.941	0.575	0.520	35.3	0.028
84-03-14	132	631.530	630.451	629.944	0.540	0.507	33.8	0.029
84-03-15	132	–	–	–	0.544	–	32.6	0.030
84-03-16	135	631.525	630.431	629.917	0.547	0.514	32.5	0.030
84-03-17	133	631.455	630.396	629.899	0.530	0.497	32.2	0.031
84-03-18	133	631.450	630.411	629.917	0.520	0.494	29.6	0.034
84-03-19	133	631.410	630.381	629.896	0.515	0.485	29.6	0.034
84-03-20	134	631.135	630.371	629.896	0.490	0.475	28.4	0.036
84-03-21	135	631.270	630.341	629.877	0.465	0.464	28.2	0.036
84-03-22	138	631.400	630.311	629.865	0.545	0.446	25.9	0.040
84-03-23	135	631.220	630.281	629.832	0.470	0.449	25.2	0.042
84-03-24	142	631.215	630.366	629.923	0.425	0.443	22.9	0.047
84-03-25	140	630.825	630.052	629.667	0.387	0.385	29.6	0.036
84-03-26	141	630.716	630.141	629.603	0.288	0.538	32.2	0.034
84-03-27	141	–	–	–	0.370	–	33.5	0.032
84-03-28	139	630.640	629.711	629.463	0.465	0.248	35.7	0.030
84-03-29	138	630.580	629.475	628.984	0.553	0.491	31.9	0.033
84-03-30	141	–	–	–	0.560	–	33.3	0.032
84-03-31	139	630.560	629.424	628.878	0.568	0.546	32.6	0.032
84-04-01	134	–	–	–	0.570	–	30.8	0.035
84-04-02	140	–	–	–	0.549	–	33.2	0.032
84-04-03	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-04	–	630.585	629.446	628.826	–	0.620	–	–
84-04-05	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-06	135	630.510	629.413	628.823	–	0.590	–	–
84-06-20	193	–	–	–	0.587	–	29.0	0.038

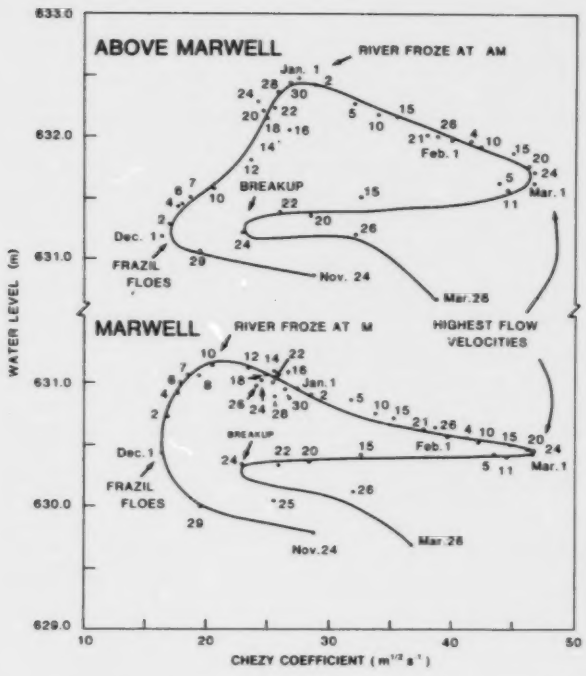


Figure 54. Correlation curves for Chezy coefficient vs. water level.

Below, velocity profiles are examined using both the logarithmic law and the two-power law. The logarithmic law is used because it relates directly to the physical nature of the boundary; the two-power law is used because it yields a simple description of the velocity profile.

General Formulation

The velocity profile within a turbulent boundary layer is usually described by the logarithmic law based on the mixing length theory of Prandtl and the similarity hypothesis of Von Karman. For steady, uniform flow along a rough boundary, the velocity at a distance, z, from the boundary is given by

$$U(z) = U_*/k\,[1n(30z/K_s)]$$

where

U_* = friction velocity $= (gdS)^{1/2}$
k = Von Karman's constant (0.40)
K_s = roughness height
g = gravity
d = depth
S = surface slope.

The advantages of the logarithmic method are that

(1) it is generally accepted as the most realistic model;

(2) it yields physically defined parameters such as boundary roughness; and

(3) there is a large amount of experimental data for comparison.

The shortcomings of the logarithmic method are that

(1) the matching of top and bottom boundary layers results in a discontinuity (cusp) at the depth of U_{max};

(2) the matching process assumes that neither boundary influences the other;

(3) the depth of U_{max} is frequently very hard to select (Pratte, 1979); and

(4) K_s is extremely variable, because of the highly irregular conditions that prevail in natural streams.

Moreover, the logarithmic method is suspect when the relative roughness is large (Bayazit, 1976).

In the case of ice cover, velocity profiles can be expected to have zero velocities at the upper and lower boundaries and a single maximum, U_{max}, at some intermediate depth. One then considers the full profile as a patching together of two logarithmic layers, one along the ice and one along the bed, e.g.,

$$U_i(z) = U_{*i}/k\ 1n\ (30z_i/K_{si})$$

and

$$U_b(z) = U_{*b}/k\ 1n\ (30z_b/K_{sb})$$

where the subscripts i and b refer to the ice and bed surfaces. In practice, U_* and K_s are determined by fitting straight lines to plots of U(z) versus log(z), e.g., U_* is given as the slope of U(z) versus log(z), and $K_s/30$ is the intercept at U(0).

The Darcy-Weisbach friction factors corresponding to the ice (subscript i) and bed (subscript b) can now be found from

$$f_i = 8(U_{*i}/\langle U_i \rangle)^2$$

and

$$f_b = 8(U_{*b}/\langle U_b \rangle)^2$$

where the brackets (< >) denote mean quantities. Manning's coefficients are given by

$$n_i = (f_i/8g)^{1/2} z^{1/6}$$

and

$$n_b = (f_b/8g)^{1/2} z^{1/6}$$

For a more complete discussion on the application of the logarithmic law to ice-covered rivers, see Beltaos (1979, 1982).

An alternative means of describing velocity profiles in ice-covered rivers is by the two-power law method of Papadakis *et al.* (1984), e.g.,

$$U(z) = C_* z^a (H-z)^b$$

where C_*, a, and b are curve-fitting parameters, and H is total water depth. This function is equal to zero at both boundaries and has a single maximum at intermediate depth. The depth of maximum velocity, Z_{max}, is given by the simple relation

$$Z_{max} = aH/(a+b)$$

Further, the mean velocity is given by numerically integrating

$$\langle U \rangle = (1/H) \int_0^H U(z)\, dz$$

The advantages of this approach are that

(1) it describes the entire flow with a single, continuous function;

(2) it can be linearized for numerical computations; and

(3) it yields an unambiguous value of Z_{max}, the depth of maximum velocity.

Further, a qualitative measure of boundary roughness is given by the magnitudes of the real exponents a and b.

The disadvantage of the two-power law method is that it goes against the current practice of viewing turbulent boundary layers as obeying the logarithmic law; but see Miller *et al.* (1971) and Liang (1975).

In the following we adopt a procedure that combines the best features of these two models. First, we use the two-power law to obtain the global features of the flow (i.e., $\langle U \rangle$, U_{max}, Z_{max}, etc.). Then the value of Z_{max} is used to divide the flow into two unambiguous layers. Finally, the two layers are fitted to logarithmic curves to find the roughness characteristics of the ice and bed.

Two-Power Law Analysis

Fourteen velocity profiles were obtained at the Marwell section over the winter, and each was fitted to the two-power law model described above (Table 8). To allow comparison, the curves have been normalized, i.e.,

$$U'(z) = U(z)/U_{max}$$

and

$$z' = z/H$$

so that both velocity and depth are drawn relative to a scale of unity.

The resulting curves are shown in Figure 55. Some general features are evident.

(1) There is more variance in shape in the upper part of the curve than the lower. This behaviour is tied to seasonal changes in the roughness of the underside of the ice.

(2) There is very little variance through winter in the shape of the curve between the 0.4 and 0.6 depths.

(3) The mean value of Z_{max}, the depth of U_{max}, is 0.40. This is also the depth of minimum variance.

(4) The average of the range of velocities found at the 0.8 position (0.65 to 0.92) yields a value that is close to $\langle U \rangle$, the mean velocity in the vertical. However, the same averaging of velocities at the 0.2 position (from 0.82 to 0.99) is close to $\langle U \rangle$ only during rough ice conditions.

(5) The ratio of $\langle U \rangle / U_{max}$ is 0.86 (Lau, 1982).

By computing mean values of the coefficients a, b, and C_*, an overall mean velocity profile for the Marwell section is obtained. This calculation yields

$\langle a \rangle = 0.22 + 0.12$ std. dev.
$\langle b \rangle = 0.30 + 0.10$ std. dev.
$\langle C_* \rangle = 0.91 + 0.16$ std. dev.

Table 8. Vertical Velocity Profiles – Power-Law Analysis

Date	Stn	H (m)	a	b	C_*	Z_{max} (m)	$\frac{Z_{max}}{H}$	U_{max} ($m\,s^{-1}$)	$\langle U_i \rangle$ ($m\,s^{-1}$)	$\langle U_b \rangle$ ($m\,s^{-1}$)	$\langle U \rangle$ ($m\,s^{-1}$)	$\frac{\langle U \rangle}{U_{max}}$
83-12-14	150	2.62	0.28	0.32	0.87	1.22	0.47	1.03	0.89	0.87	0.88	0.85
83-12-14	180	4.51	0.35	0.31	0.62	2.39	0.53	1.06	0.88	0.50	0.89	0.84
83-12-14	210	3.47	0.17	0.22	0.95	1.51	0.44	1.18	1.07	1.04	1.05	0.89
84-01-06	150	3.05	0.15	0.30	1.06	1.03	0.34	1.31	1.21	1.11	1.14	0.87
84-01-06	180	3.90	0.12	0.30	1.01	1.10	0.28	1.40	1.31	1.16	1.21	0.86
84-01-06	210	3.96	0.27	0.32	0.76	1.82	0.46	1.14	0.99	0.96	0.97	0.85
84-02-07	160	2.74	0.06	0.19	1.11	0.61	0.22	1.25	1.22	1.10	1.13	0.90
84-02-07	210	3.51	0.07	0.15	1.12	1.17	0.33	1.29	1.24	1.17	1.19	0.92
84-03-01	250	3.08	0.13	0.23	1.00	1.11	0.36	1.19	1.11	1.04	1.06	0.89
84-03-01	170	3.35	0.14	0.30	0.96	1.05	0.31	1.24	1.16	1.04	1.08	0.87
84-03-01	180	2.04	0.45	0.56	1.00	0.92	0.45	1.02	0.82	0.78	0.80	0.78
84-03-08	250	2.87	0.33	0.40	0.79	1.29	0.45	1.03	0.87	0.84	0.85	0.83
84-03-14	200	3.66	0.26	0.24	0.76	1.90	0.52	1.03	0.89	0.90	0.90	0.87
84-03-14	240	3.29	0.36	0.37	0.68	1.62	0.49	0.98	0.82	0.81	0.82	0.84
Mean		3.29	0.22	0.30	0.91	1.34	0.40	1.15	1.03	0.95	1.00	0.86
Std. dev.		0.63	0.12	0.10	0.16	0.46	0.10	0.13	0.17	0.13	0.14	0.03

Note: Stn = stations given as distance (ft) from west bank
H = water depth
a = coefficient
b = coefficient
C_* = coefficient
Z_{max} = depth of maximum velocity
$\frac{Z_{max}}{H}$ = ratio of depth of maximum velocity to total depth
U_{max} = maximum velocity
$\langle U_i \rangle$ = mean velocity (upper layer)
$\langle U_b \rangle$ = mean velocity (lower layer)
$\langle U \rangle$ = mean velocity

Table 9. Stress and Roughness Values from Log-Law Analysis

Date	Stn	U_{*i} ($m\,s^{-1}$)	U_{*b} ($m\,s^{-1}$)	K_{si} (m)	K_{sb} (m)	f_i	f_b	C_i	C_b	n_i	n_b
83-12-14	150	0.064	0.091	0.056	0.347	0.043	0.089	42.7	29.7	0.024	0.036
83-12-14	180	0.086	0.051	0.428	0.018	0.075	0.025	32.3	56.0	0.036	0.020
83-12-14	210	0.050	0.073	0.003	0.073	0.018	0.040	66.0	44.3	0.016	0.025
84-01-06	150	0.067	0.100	0.007	0.280	0.024	0.067	57.2	34.2	0.018	0.033
84-01-06	180	0.039	0.112	0.000	0.495	0.007	0.075	105.8	32.3	0.010	0.037
84-01-06	210	0.085	0.082	0.180	0.218	0.058	0.058	36.8	36.8	0.030	0.031
84-02-07	160	0.013	0.070	0.000	0.044	0.001	0.033	280.0	48.7	0.004	0.023
84-02-07	210	0.028	0.056	0.000	0.006	0.004	0.018	140.0	66.0	0.007	0.017
84-03-01	250	0.045	0.075	0.001	0.088	0.013	0.042	77.7	43.2	0.013	0.026
84-03-01	170	0.041	0.100	0.000	0.405	0.010	0.075	88.5	32.3	0.011	0.036
84-03-01	180	0.114	0.091	0.567	0.404	0.155	0.109	22.5	26.8	0.044	0.038
84-03-08	250	0.069	0.110	0.101	0.824	0.052	0.138	38.8	23.8	0.027	0.045
84-03-14	200	0.067	0.068	0.103	0.092	0.054	0.054	38.1	38.1	0.029	0.029
84-03-14	240	0.085	0.081	0.383	0.350	0.087	0.082	30.0	30.9	0.036	0.035
Mean		0.061	0.083	0.131	0.260	0.043	0.065	75.4	38.8	0.022	0.031
Std. dev.		0.027	0.019	0.190	0.231	0.043	0.033	67.7	11.8	0.012	0.008

Note: Stn = stations given as distance (ft) from west bank
U_{*i} = friction velocity (upper layer)
U_{*b} = friction velocity (lower layer)
K_{si} = roughness factor (upper layer)
K_{sb} = roughness factor (lower layer)
f_i = Darcy-Weisbach friction factor (upper layer)
f_b = Darcy-Weisbach friction factor (lower layer)
C_i = Chezy coefficient (upper layer)
C_b = Chezy coefficient (lower layer)
n_i = Manning's coefficient (upper layer)
n_b = Manning's coefficient (lower layer)

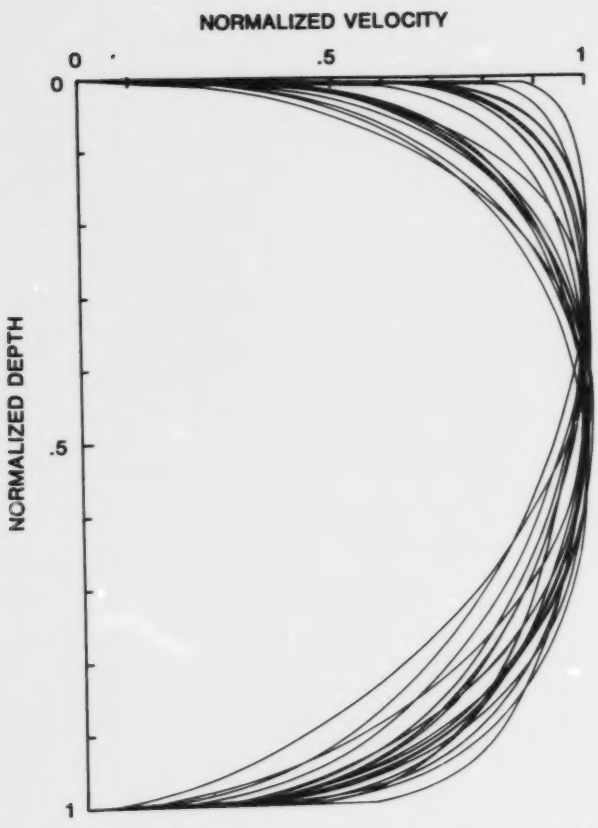


Figure 55. Vertical profiles of velocity for profiles listed in Table 8.

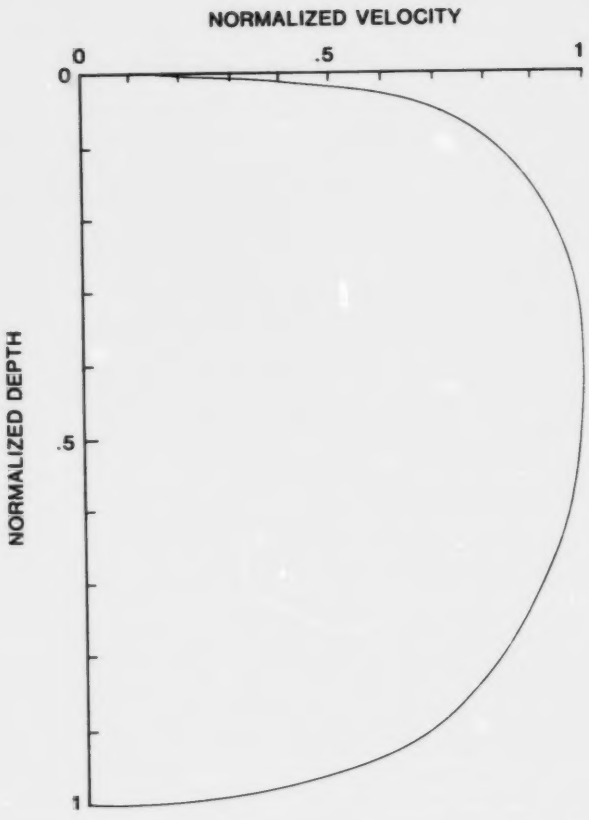


Figure 56. Vertical profile of velocity for mean profile at Marwell.

This profile is shown as the solid curve in Figure 56. Again, note that the depth, Z_{max}, occurs at 0.40 depth; thus, as a rule of thumb, ice dominated the upper 0.4 of the flow, while the bed dominated the lower 0.6 of the flow.

Logarithmic-Law Analysis

To divide the flow into two layers, the value of Z_{max} found from the two-power law was used. The stress and roughness parameters so calculated are listed in Table 9. Here, we note that the friction velocities remain fairly constant through winter with mean values $<U_{*i}>$ = 0.06 m/s and $<U_{*b}>$ = 0.08 m/s. The roughness factors K_{si} and K_{sb}, however, vary considerably, partially because of real seasonal changes and partially because of a measurement problem linked to high frequency fluctuations in the boundary layer. The mean values seem reasonable (i.e., $<K_{si}>$ = 0.13 m and $<K_{sb}>$ = 0.26 m); however, the standard deviations are of the same order of magnitude, thus casting doubt on the statistical representativeness of these numbers.

We may now compare the magnitude of the resistance coefficients obtained by the bulk flow method to that found from the velocity profiles. For this we again use the relation

$$C_o = \{ 2/ [(1/C_i^2) + (1/C_b^2)] \}^{1/2}$$

to find a mean value of the composite Chezy coefficient of 48. Over the same time period, the bulk method (Fig. 53) yielded a mean value of about 36. A comparison, can also be made of Manning's coefficients using the relation

$$n_o = (n_i^{3/2} + n_b^{3/2})^{2/3}$$

to find a mean value of the composite Manning's coefficient of 0.027. Over the same period, the bulk method yielded a mean value of about 0.036.

Discussion

GENERAL TRENDS OF THE ICE CYCLE

A schematic view of the seasonal ice cycle is shown in Figure 57. This will be discussed in terms of the three winter periods.

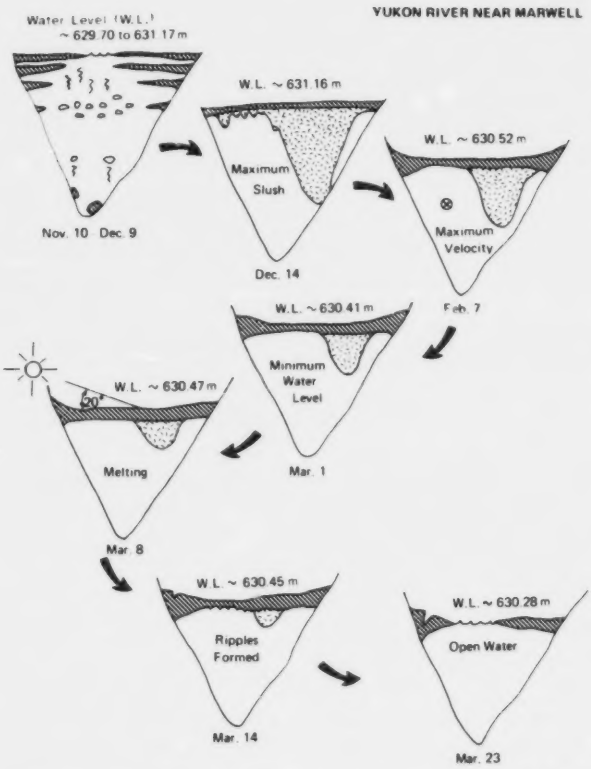


Figure 57. Schematic of seasonal ice cycle on the Yukon River near Marwell.

Freeze-up

The initial freeze-up period is characterized by the growth of static ice outwards from the shore and by frazil floes and pans forming and flowing in the open water channel. This channel coincides with the core of maximum velocity. Jamming at certain sites, particularly at the constriction at BM, results in the upstream progression of the ice front. During this period the resistance of flow is very high, resulting in a rapid increase in water level.

The frazil dam forms as frazil accumulates below the ice cover. This dam generally lies off to the side of the core of maximum velocity except at BM, where the initial jamming takes place. Comparison with earlier surveys carried out by the Water Survey of Canada shows that the formation of frazil dams is a common occurrence within this section of the Yukon River, and the consistency of their profiles is an indication of a stable channel. There was additional verification that any flow passing through the hanging dam could, for most practical purposes, be regarded as negligible.

Midwinter

Of particular interest is that midwinter point when the ice cover reaches a condition of stability. Such a state is brought to our attention when we examine the relationship between the area of the frazil dam and mean velocity. The highest velocity was recorded on February 7, at a time when the frazil dam was at 60% of its maximum size. With a near constant flow (controlled by the NCPC), one would expect the greatest velocities to coincide with the time the frazil dam had a maximum cross-sectional area; for Marwell this was December 14, 1983. While it can be said that on February 7 the ice thickness (for that part of the cover free of slush) was at a maximum, this does not entirely explain the highest velocity for the winter. One explanation is that this was the date of equilibrium of the cover with the ice at maximum smoothness. This is confirmed by observations of velocity taken close to the cover at various dates through the season. Such an assumption is not validated by the Chezy profile, which shows the date of maximum conveyance as March 1. It is possible that these dates do not have to coincide. From February 7 to breakup, morphological changes took place, including the deposition of platelets and the formation of ripples, which increased resistance. These changes, coupled with an increase in effective area due to deterioration of the frazil dam, explain a slower velocity.

Breakup

The observation of breakup allowed us to understand better those mechanisms that precipitate ice decay and influence such dramatic metamorphic changes in so brief a period of time.

One phenomenon that appears to take place after the date of stability and as part of the deterioration process is the formation of platelets that rise to the surface in any hole that is cut in the cover. In the past we have observed nodules the size of seagulls' eggs in addition to the platelike forms. Coincident with the creation of a variety of ice forms that run with the river, warmer water carves dunelike patterns (ripples) on the underside of the cover. Such features are believed to move downstream at a slow rate.

OPERATIONAL CONCERNS

The effect of ice formation within the study reach in terms of channel resistance is similar to that noted by Tsang (1982b) on the Beauharnois Canal. Clearly there is a reduction in conveyance capability of the channel as the result of ice run, ice-cover formation, and frazil-dam formation and evolution. An evaluation of water level changes within the reach at the time of freeze-up could help in the identification of sensitive areas. Such data could be of particular interest to the Northern Canada Power Commission to assist it in determining the best flow regulation schedule for the critical freeze-up period. These same results could help in the identification of critical locations within the reach, which would assist those initiating flood-control measures (e.g., channel modification and installation of ice booms) to alleviate annual flooding in the Marwell area due to ice formation.

Frazil dams are of prime concern to those engaged in hydrometric surveys. Their presence, for example, increases the difficulty in obtaining measurements of streamflow. Our observations suggest that dams form at the same locations each year; thus, such locations can be identified and avoided. Our observations further suggest that very little water percolates through frazil dams, and that this component can be disregarded in streamflow measurements.

Analysis of velocity profiles under varying ice conditions and at various times during the winter cycle suggests that accurate streamflow estimates can be obtained using fewer measurements than are now being used by the Water Survey of Canada.

Finally, this description of the winter flow regime clearly shows that there are specific times to measure a river in winter. Particular attention must be paid to the unsettled periods of freeze-up and breakup, wherein one cannot extrapolate to midwinter conditions. The progression of an ice front through a reach and the associated backwater effect (height and duration in time) must be understood and taken into account before one obtains water level measurements to be used in the construction of rating curves. Moreover, these periods cannot be neglected on the basis that they represent only a fraction of the annual streamflow, for it is at such times that the proper use of water at hydroelectric facilities is most demanding.

We suggest that future research focus on the complex relationship between weather, hydrology, and the often subtle changes that take place within the ice cover and at the interface of ice and water.

References

Adams, W.A. 1978. Effects of ice cover on the solar radiation regime in Canadian lakes. Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol., 20: 142-49.

Anderson, E.R. 1954. Energy budget studies. Water loss investigations: Lake Hefner studies. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 269.

Ashton, G.D. 1978. River ice. Annu. Rev. Fluid Mech., 10: 369-92.

Ashton, G.D., and J.F. Kennedy. 1972. Ripples on the underside of river ice covers. J. Hydraul. Eng., 98: 1603-24.

Bader, H., R. Haefeli, E. Bucher, J. Neher, O. Eckel, C. Thams, and P. Niggli. 1939. Der Schnee und seine Metamorphose (Snow and its Metamorphism). Beit. z. Geol. Schweiz. Geotech. Ser. Hydrol., Lief. 3. Bern. [English transl. 14 by U.S. Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.]

Baines, W.D. 1961. On the transfer of heat from a river to an ice sheet. Trans. Eng. Inst. Can., 5: 27-32.

Bayazit, M. 1976. Free surface flow in a channel of large relative roughness. J. Hydraul. Res., 14: 115-27.

Beltaos, S 1979. Flow resistance of fragmented ice covers (ice jams). In Proc. Can. Hydrol. Symp., Vancouver, pp. 93-126.

Beltaos, S. 1982. Notes on ice hydraulics. Canada Centre for Inland Waters, Environment Canada, Burlington, Ont. Unpub. ms.

Beltaos, S. 1983. River ice jams: theory, case studies, and applications. J. Hydraul. Eng., 109: 1338-59.

Beltaos, S., and A.M. Dean. 1981. Field investigations of a hanging ice dam. National Water Research Institute, Environment Canada, Burlington, Ont. Unpub. ms.

Bengtsson, L. 1982. Experiences on the winter thermal regimes of rivers and lakes with emphasis on Scandinavian conditions. In Proc. Int. Symp. Ice, Quebec, pp. 11-54.

Carey, K.L. 1966. Observed configuration and computed roughness of the underside of river ice, St. Croix River, Wisconsin. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 550-B: 192-98.

Chin, W.Q. 1966. Hydrology of the Takhini River Basin. Yukon Territory Internal Report No. 2, Water Resources Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Vancouver, B.C.

Clement, F., and S. Petryk. 1980. Limitations to numerical modelling of ice in rivers. In Proc. Workshop Hydraul. Resistance River Ice, Burlington, Ont., pp. 243-57.

Fisher, H.B., E.J. List, R.C.Y. Koh, J. Imberger, and N.H. Brooks. 1979. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. New York: Academic Press.

Grenfell, T.C., and G.A. Maykut. 1977. The optical properties of ice and snow in the arctic basin. J. Glaciol., 18: 445-63.

Larsen, P.A. 1969. Head losses caused by an ice cover on open channels. J. Boston Soc. Civ. Eng., 56: 45-67.

Lau, Y.L. 1982. Velocity distributions under floating covers. Can. J. Civ. Eng., 9: 76-83.

Liang, W-S. 1975. The development of turbulent boundary layers in open channel flow. Ph.D. Thesis, Colorado State University, Fort Collins, Colo.

Maguire, R.J. 1975. Light transmission through snow and ice. Tech. Bull. No. 91, Canada Centre for Inland Waters, Inland Waters Directorate, Environment Canada, Burlington, Ont.

Michel, B. 1971. Winter regime of rivers and lakes. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Monograph III-B1a, Hanover, N.H.

Miller, W.B., L.E. Traylor, and A.J. Blanco. 1971. Some statistical aspects of power law profiles. In Int. Symp. Probl. Stat. At. Sci., Hanover, N.H., pp. 25-28.

Monenco Consultants Pacific Ltd. 1979. Ice conditions on the Yukon River at Whitehorse. Report to Northern Canada Power Commission. Unpub. doc.

Monenco Consultants Pacific Ltd. 1980. Ice conditions on the Yukon River at Whitehorse. Report to Northern Canada Power Commission. Unpub. doc.

Nezhikhovskiy, R.A. 1964. Coefficients of roughness of bottom surface of slush-ice cover. Sov. Hydrol. Sel. Pap., 2: 127-50.

O'Neil, K., and G.D. Ashton. 1981. Bottom heat transfer to water bodies. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab. Spec. Rep. 81-18.

Osterkamp, T.E., and J.P. Gosink. 1983. Frazil ice formation and ice cover development in interior Alaska streams. Cold. Reg. Sci. Technol., 8: 43-56.

Paily, P.P., E.O. Macagno, and J.F. Kennedy. 1974. Winter regime surface head loss from streams. Report 155, Institute for Hydraulic Research, University of Iowa, Iowa City, Ia.

Papadakis, J.E., E.C. Carmack, and M.E. Alford. 1984. Velocity profiles under ice cover. Pacific and Yukon Region, Inland Waters Directorate, Environment Canada, Vancouver, B.C. In preparation.

Pratte, B.D. 1979. Review of flow resistance of consolidated smooth and rough ice covers. In. Proc. Can. Hydrol. Symp., Vancouver, pp. 52-92.

Santeford, H.S., and G.R. Alger. 1984. Predicting flowrates in an ice covered stream. In Proc. Third Int. Spec. Conf. Cold Reg. Eng., Edmonton, Vol. 3, pp. 1031-43.

Tsang, G. 1982a. Frazil and Anchor Ice. National Research Council Subcommittee on Hydraulics of Ice Covered Rivers, Ottawa, Ont.

Tsang, G. 1982b. Resistance of Beauharnois Canal in winter. J. Hydraul. Eng., 108: 167-86.

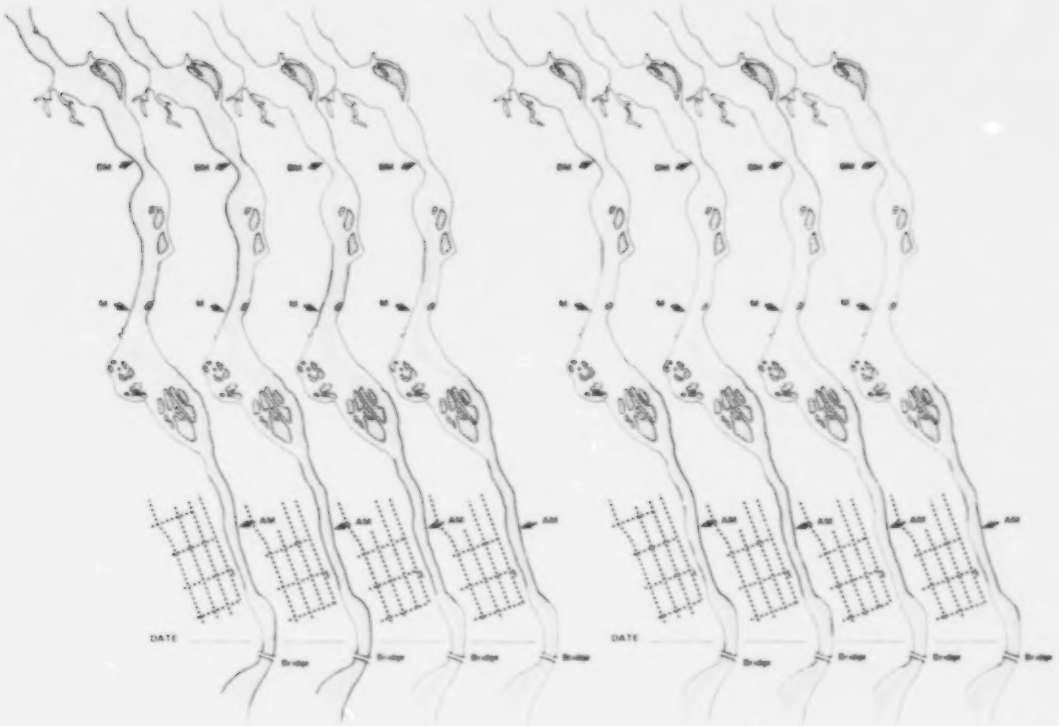
Underhill Engineering Ltd. 1979. Report on Yukon River ice formation at Whitehorse, Yukon Territory, December 1978-January 1979. Report to Monenco Consultants Pacific Ltd. Unpub. doc.

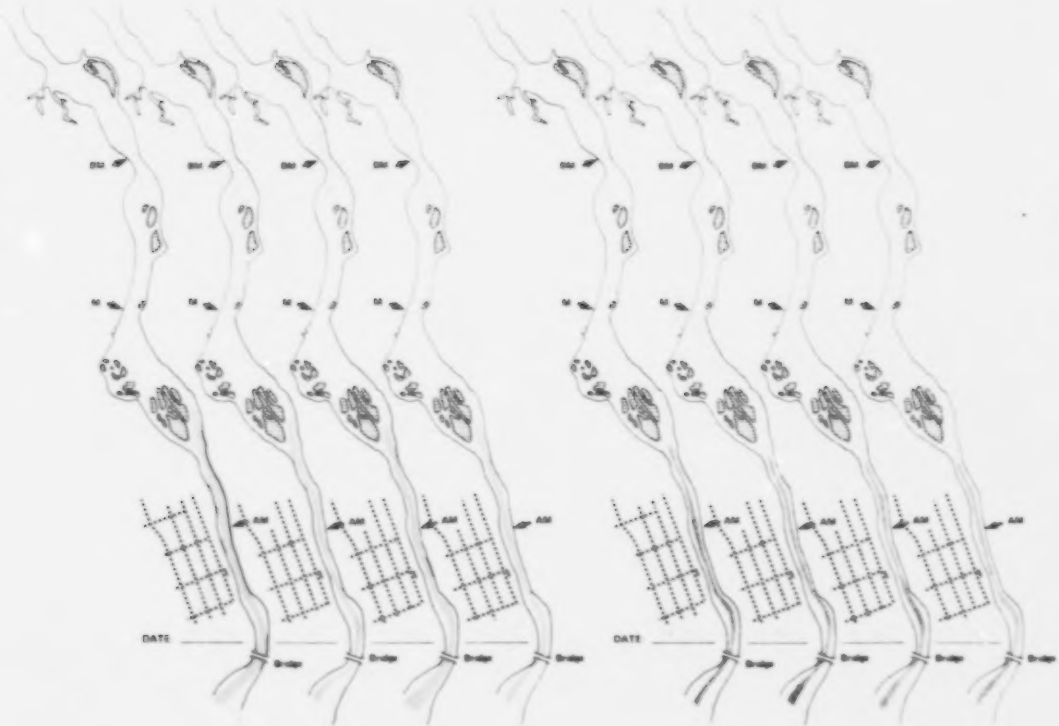
Underhill Engineering Ltd. 1980. Report on Yukon River water levels at Whitehorse, Yukon Territory, March-April 1980. Report to Northern Canada Power Commission. Unpub. doc.

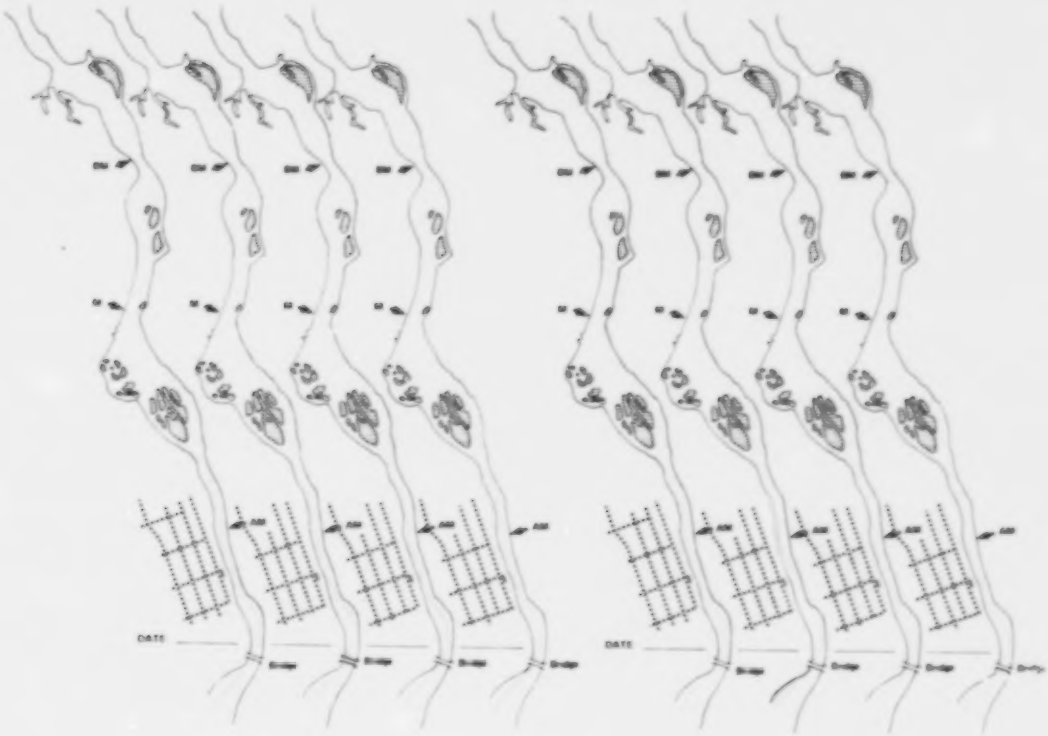
Uzuner, M.S. 1975. The composite roughness of ice covered streams. J. Hydraul. Res., 13: 79-102.

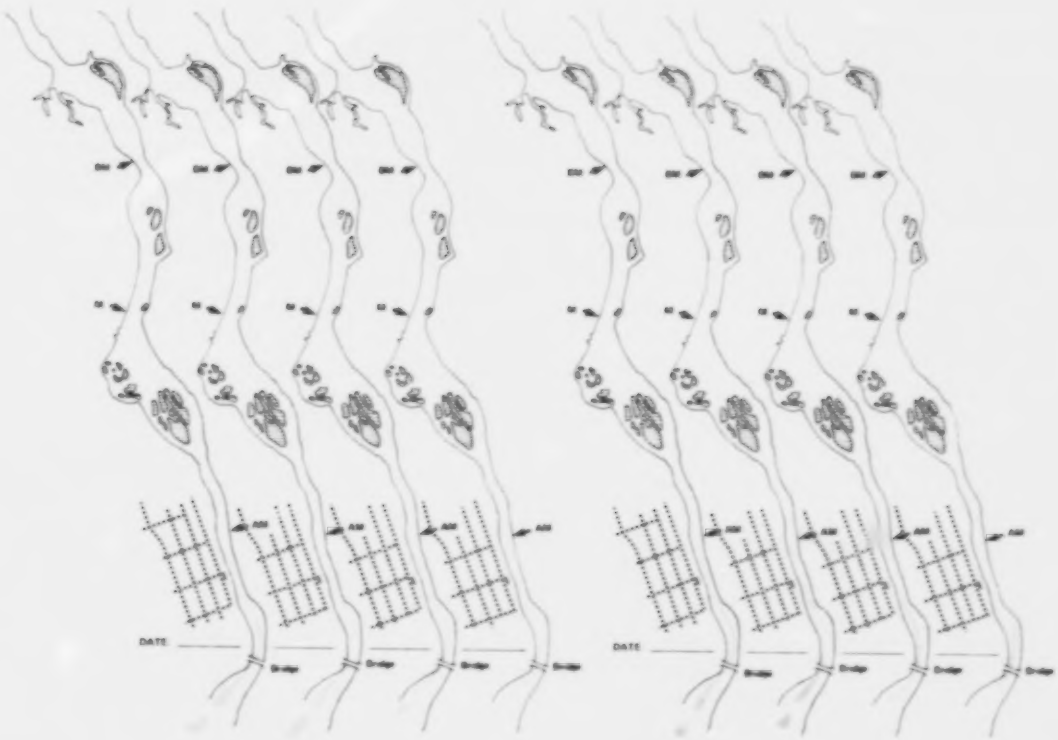
Appendix A

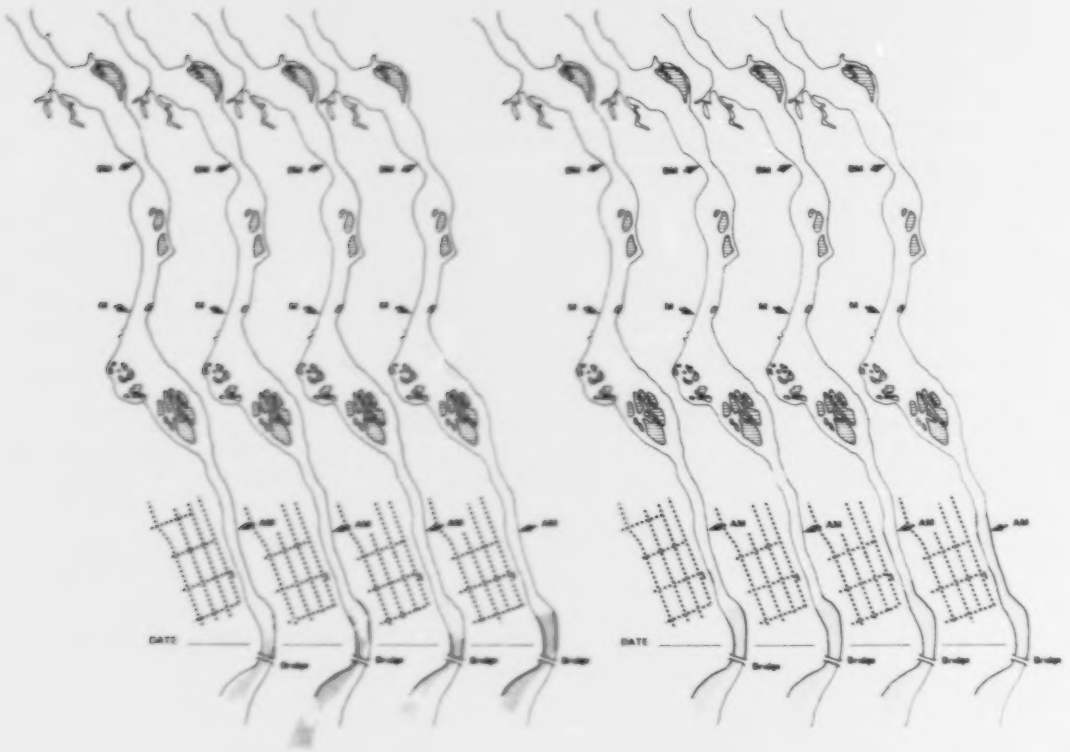
Maps Showing the Distribution of Ice Cover during 1983/84

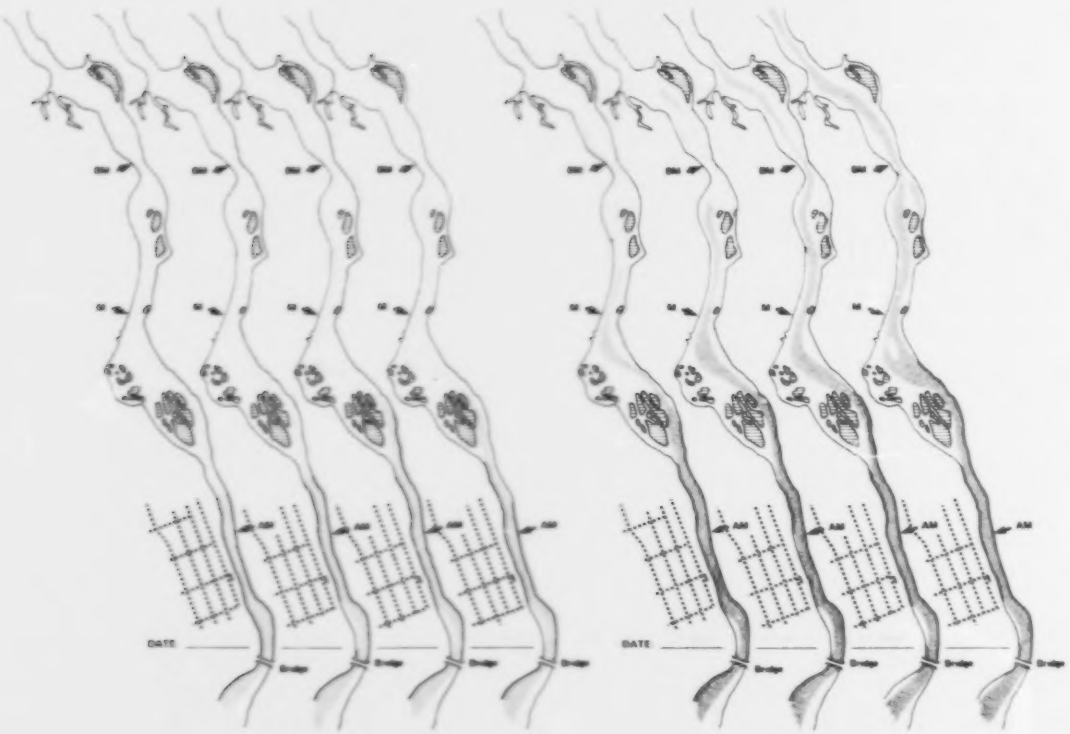

DATE

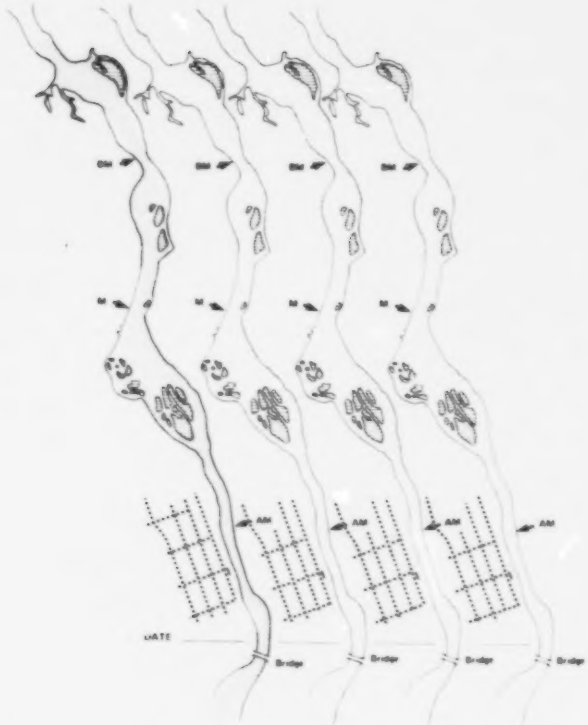

DATE


DATE


DATE


DATE


DATE



Appendix B
Saturation Vapour Pressure

Table B-1. Table of Saturation Vapour Pressure (in millibars)

Temperature (°C)	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	6.1048	6.1955	6.2861	6.3795	6.4728
1	6.5674	6.6634	6.7594	6.8581	6.9581
2	7.0581	7.1594	7.2620	7.3660	7.4727
3	7.5794	7.6873	7.7967	7.9073	8.0193
4	8.1340	8.2486	8.3646	8.4833	8.6033
5	8.7233	8.8459	8.9699	9.0952	9.2219
6	9.3499	9.4805	9.6112	9.7445	9.8805
7	10.0165	10.1551	10.2951	10.4364	10.5804
8	10.7258	10.8724	11.0217	11.1724	11.3244
9	11.4777	11.6350	11.7923	11.9523	12.1136
10	12.2776	12.4429	12.6096	12.7789	12.9509
11	13.1242	13.3002	13.4775	13.6575	13.8388
12	14.0228	14.2095	14.3974	14.5868	14.7787
13	14.9734	15.1707	15.3694	15.5720	15.7760
14	15.9813	16.1906	16.4013	16.6146	16.8306
15	17.0492	17.2692	17.4932	17.7185	17.9465
16	18.1771	18.4104	18.6477	18.8864	19.1277
17	19.3717	19.6183	19.8690	20.1210	20.3769
18	20.6342	20.8956	21.1595	21.4262	21.6942
19	21.9675	22.2448	22.5234	22.8047	23.0900
20	23.3780	23.6687	23.9633	24.2606	24.5606

Environnement Canada Environment Canada

Institut national de recherche en hydrologie

RAPPORT N° 32 DE L'INRH

ÉTUDE N° 152, SÉRIE SCIENTIFIQUE DE LA DGEI

Observations sur le manteau glaciel et le débit du fleuve Yukon près de Whitehorse en 1983-1984

M.E. Alford* et E.C. Carmack†

*Anciennement à :
Division des relevés hydrologiques du Canada
Direction des ressources en eau
Direction générale des eaux intérieures
Région du Pacifique et du Yukon
Whitehorse (Yukon)

Adresse actuelle :
Yukon Expeditions
127 Alsek
Whitehorse (Yukon)

†Direction générale des eaux intérieures
Institut national de recherche en hydrologie
Centre national de recherche en hydrologie
Saskatoon (Saskatchewan)

Adresse actuelle :
Pêches et Océans Canada
Institut des sciences océaniques
9860 West Saanich Road
Sidney (Colombie-Britannique)

INRH

DIRECTION GÉNÉRALE DES EAUX INTÉRIEURES ET DES TERRES
INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE
CENTRE NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE
SASKATOON (SASKATCHEWAN) 1987
(Available in English on request)

Publié avec l'autorisation
du ministre de l'Environnement

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1987

Nº de cat. En 36-502/152F

ISBN 0-662-94301-5

Table des matières

Page

RÉSUMÉ viii

ABSTRACT ix

PERSPECTIVE DE GESTION x

REMERCIEMENTS xi

1. INTRODUCTION 1
   - Fondements théoriques 1
   - Description régionale 1
   - Questions de génie hydro-économique 3
     - Inondations 3
     - Dommages dus aux glaces 3
     - Gestion des déchets 3
   - Objectifs 3
   - Plan 4

2. CONCEPT EXPÉRIMENTAL ET MÉTHODES 5
   - Débit et niveaux d'eau 5
   - État de la glace 6
   - Informations météorologiques 6

3. OBSERVATIONS SUR LE CYCLE HIVERNAL 1983-1984 7
   - Tendances générales 7
   - Prise des glaces 8
   - Manteau glaciel du milieu de l'hiver 11
   - Débâcle 11
   - Manteau glaciel et épaisseur 15

4. FORMATION ET DÉCROISSANCE DES BARRAGES SUSPENDUS 16
   - Principes généraux de formation 16
   - Profils des barrages de frasil 16
     - Données chronologiques 16
     - Croissance et décroissance à Marwell 16
     - Occurrence à travers le bief 17
   - Conditions d'écoulement connexes 17
   - Caractéristiques physiques 18
   - Propriétés optiques 20
   - Percolation 22

5. CONSIDÉRATIONS SUR LE BILAN THERMIQUE 23
   - Observations météorologiques 23
   - Considérations fondamentales 24
   - Calculs des flux thermiques 24
     - Flux thermique de surface 24
     - Flux thermique d'advection 28
     - Réchauffement dû au frottement 28
     - Échange thermique avec le lit 28
     - Échange de chaleur associé aux chutes de neige 28

Table des matières (suite)

Page

Résultats du bilan thermique 29
Méthode des degrés-jours 33
Approximation du flux thermique linéaire 33
Transfert de chaleur interne : du fleuve à la glace. 34

6. HYDROLOGIE. 35
Niveaux d'eau et débit 35
Répartition des vitesses. 36
Résistance hydraulique. 37
Coefficients de résistance bruts 38
Formules générales 38
Méthode de calcul 38
Configurations saisonnières du coefficient de Chézy. 39
Analyse des profils de vitesse 46
Formulation générale 46
Analyse de la loi de la puissance deux 47
Analyse de la loi logarithmique 49

7. DISCUSSION 51
Tendances générales du cycle glaciel 51
Prise des glaces 51
Milieu de l'hiver 51
Débâcle 52
Problèmes d'exploitation 52

RÉFÉRENCES 53

ANNEXE A. Cartes montrant la répartition du manteau glaciel en 1983-1984 55

ANNEXE B. Tension de vapeur saturante 61

Tableaux

1. Manteau glaciel dans le bief de Whitehorse 15
2. Aires de section transversale et paramètres d'écoulement à Marwell. 18
3. Comparaison des mesures de débit 22
4. Observations météorologiques 25
5. Flux thermique de surface. 30
6. Géométrie du chenal 40
7. Paramètres hydrauliques. 43
8. Profils verticaux des vitesses—analyse de la loi de la puissance 48
9. Valeurs de contrainte et de rugosité déterminées par l'analyse de la loi logarithmique. 48

Illustrations

Page

Figure 1. Schéma du cycle glaciel saisonnier dans un réseau de lacs et de cours d'eau. . . . 1
Figure 2. Carte de la région . . . 2
Figure 3. Emplacement des stations . . . 2
Figure 4. Courbe du niveau d'eau en fonction du débit à Marwell . . . 3
Figure 5. Moulinet et saumon . . . 5
Figure 6. Traîneau de mesure portatif chauffé . . . 5
Figure 7. Schéma de la sonde de battage . . . 6
Figure 8. Relevés de débit pour le fleuve Yukon à Whitehorse . . . 7
Figure 9. Chronologie de la prise des glaces et de la débâcle . . . 7
Figure 10. Conditions glacielles au moment approximatif du niveau d'eau maximal à Marwell pendant trois hivers . . . 8
Figure 11. Période de gel observée en 1983-1984 . . . 8
Figure 12. Floe de frasil et nappe de slush . . . 9
Figure 13. Glace de rive . . . 9
Figure 14. Falaise de glace . . . 10
Figure 15. Chenal libre et falaise de glace en progression . . . 10
Figure 16. Processus de débâcle observé en 1983-1984 . . . 11
Figure 17. Formation de plaques . . . 12
Figure 18. Formation de rides . . . 12
Figure 19. Débordement à Marwell . . . 13
Figure 20. Amoncellements de débâcle . . . 13
Figure 21. Superficie libre de glace (novembre 1983 à février 1984) . . . 14
Figure 22. Épaisseur moyenne des glaces et volume de glace à Marwell (novembre 1983 à mars 1984) . . . 14
Figure 23. Profils chronologiques du barrage de frasil à Marwell . . . 17
Figure 24. Profils latéraux du barrage de frasil à Marwell, montrant des horizons de glace et de slush . . . 18
Figure 25. Profils longitudinaux du barrage de frasil le long du bief observé . . . 19
Figure 26. Vitesse moyenne à Marwell et nombre de Froude en fonction du temps . . . 19
Figure 27. Vitesse moyenne à Marwell en fonction de l'aire du barrage suspendu et de l'aire du chenal libre . . . 19
Figure 28. Schéma du dépôt du barrage de frasil . . . 19
Figure 29. Dureté de la slush en fonction de la profondeur . . . 20
Figure 30. Profils du rayonnement solaire . . . 21
Figure 31. Température de l'air . . . 23
Figure 32. Vitesse du vent . . . 23
Figure 33. Pression barométrique . . . 23
Figure 34. Humidité relative . . . 23
Figure 35. Bilan du rayonnement à ondes courtes . . . 23
Figure 36. Couverture nuageuse . . . 24
Figure 37. Schéma des paramètres du bilan thermique . . . 24
Figure 38. Flux thermique par rayonnement . . . 29
Figure 39. Flux thermique par conduction et évaporation . . . 29
Figure 40. Sommaire de chaque composante de flux thermique . . . 29
Figure 41. Flux thermique de surface . . . 29
Figure 42. Flux thermique total . . . 29
Figure 43. Degrés-jours en fonction du temps . . . 33
Figure 44. Degrés-jours en fonction de l'épaisseur de la glace . . . 33
Figure 45. Approximation du flux thermique linéaire . . . 34

Illustrations (suite)

Page

Figure 46. Niveaux d'eau quotidiens à AM, M et BM 35
Figure 47. Pente de la ligne d'eau entre AM et M, et M et BM 35
Figure 48. Niveau de l'eau à AM par rapport à la position de la falaise de glace. 36
Figure 49. Effet de la falaise de glace en progression sur le gradient hydraulique. 36
Figure 50. Courbe de vitesse. 37
Figure 51. Profils de vitesse sous la glace propre et la slush dans une coupe perpendiculaire au barrage de frasil 38
Figure 52. Exemple de fluctuation de la vitesse 38
Figure 53. Coefficient de Chézy en fonction du temps 39
Figure 54. Courbes de corrélation du coefficient de Chézy en fonction du niveau de l'eau 46
Figure 55. Profils verticaux de vitesse pour les profils énumérés au tableau 8 49
Figure 56. Profil vertical de vitesse pour le profil moyen à Marwell 50
Figure 57. Schéma du cycle glaciel saisonnier du fleuve Yukon près de Marwell 51

Résumé

L'objectif de l'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY) est d'en arriver à comprendre les processus physiques qui affectent le manteau glaciel sur les lacs et réseaux hydrographiques du Nord. Le rapport porte surtout sur le cycle hivernal du régime hydrologique et glaciel dans un bief du fleuve Yukon près de Whitehorse, à partir d'études effectuées pendant l'hiver 1983-1984. Le bief présente un intérêt particulier du fait qu'il se trouve immédiatement en aval du site hydroélectrique des rapides de Whitehorse et en raison du risque de crues au moment de la prise des glaces.

Le rapport comprend les éléments suivants : (1) un examen des données chronologiques qui proviennent de la zone observée, (2) une description quantitative de la glace de surface et de la croissance et de la décroissance des barrages de frasil, (3) les conditions météorologiques et le bilan thermique connexe pour le bief, et (4) une analyse des effets du manteau glaciel sur la résistance hydraulique du bief pendant l'hiver.

Le bief de Whitehorse est couvert de glace d'environ décembre à avril de chaque année et il se caractérise notamment par la formation annuelle d'un grand barrage de frasil. La période initiale de prise des glaces se caractérise par deux processus : premièrement, la croissance de glaces statiques en direction du large à partir de la rive, ce qui laisse un chenal ouvert et à débit rapide à l'intérieur duquel du frasil se forme, pour emprunter ensuite le courant; et deuxièmement, la formation de ponts à certains endroits, particulièrement à l'étranglement en aval de Marwell, de pans de frasil et de floes qui donnent une falaise de glace en progression vers l'amont. Le milieu de l'hiver se caractérise par un état de stabilité et une diminution générale dans la rugosité du manteau glaciel. La période de la débâcle est marquée par plusieurs phénomènes connexes, dont la formation de rides de glace, la création de diverses formes de glace courant dans le sens de l'écoulement, l'ouverture de chenaux thermiques le long du noyau de vitesse, la présence de ruisselets de débordement à divers endroits le long du bief et la blocade des glaces.

L'examen de la chronologie de la prise des glaces et de la débâcle montre que le débit modifié par suite de l'aménagement du site hydroélectrique des rapides de Whitehorse a réduit la durée du manteau glaciel de cinq à six semaines.

Le barrage de frasil se forme lorsque le frasil s'accumule sous le manteau glaciel derrière la falaise de glace en progression. Le barrage qui s'est formé en 1983-1984 avait une forme et une taille semblables à ceux observés au cours de relevés plus anciens. Les auteurs ont constaté qu'il était situé à côté du noyau de vitesse sauf sur les lieux de la section en aval de Marwell, où il se trouvait juste en amont du noyau de vitesse. Les auteurs ont aussi constaté que le barrage avait atteint son volume maximal immédiatement après la prise des glaces. La comparaison des mesures de débit en amont et directement en aval du barrage de frasil permet de vérifier qu'il n'existe à peu près aucune percolation de l'écoulement.

Les termes du bilan thermique ont été calculés principalement pour les besoins d'applications futures à des modèles numériques de la croissance des glaces. Une perte de chaleur nette varie ordinairement entre 50 et 400 W m^{-2}, les pertes les plus considérables étant dues au rayonnement à grandes ondes de sortie et au flux de conduction. Pour les besoins d'applications techniques, des coefficients ont été trouvés pour l'équation de Stefan mettant en relation l'épaisseur de la glace aux degrés-jours de températures de gel atmosphérique et à l'approximation du flux thermique linéaire mettant en relation la perte de chaleur par rapport à la température de l'air.

Il a été constaté que la résistance hydraulique du bief variait en fonction des conditions glacielles saisonnières et locales, soit par rapport à la falaise de glace en progression pendant la prise, à la présence d'accumulations de frasil à l'intérieur du chenal et à la formation d'irrégularités dans le manteau glaciel pendant la débâcle. La capacité de transport du chenal est plus faible pendant la prise, et les risques de crue sont plus grands. Les auteurs ont en outre constaté que les irrégularités glacielles influaient sur la forme des profils verticaux de la vitesse.

Abstract

The objective of the Yukon Ice Seasonality Experiment (YISEX) is to obtain an understanding of physical processes affecting ice cover on northern lakes and river systems. This report focuses on the winter cycle of hydrology and ice regime along a reach of the Yukon River near Whitehorse, based on studies carried out in the winter of 1983/84. The reach is of practical concern because of its location immediately below the Whitehorse Rapids hydro site, and because of the risk of flooding at freeze-up.

Covered in this report area: (1) a review of historical data from the study area, (2) a quantitative description of surface ice and frazil dam growth and decay, (3) a description of the meteorological conditions and the associated heat budget for the reach, and (4) an analysis of the effects of ice cover on the hydraulic resistance of the reach throughout winter.

The Whitehorse reach is ice-covered from about December to April each year, and is further characterized by the annual formation of an extensive frazil dam. The initial freeze-up period is characterized by two processes: first, the growth of static ice outwards from the shore, leaving an open, fast-flowing channel within which frazil ice forms and runs with the current; and second, the bridging at certain sites, particularly at the constriction below Marwell, of frazil pans and floes that results in an ice front that progresses upstream. Midwinter is characterized by a condition of stability and an overall decrease in the roughness of the ice cover. The period of breakup is marked by several related phenomena, including the formation of ice ripples, the creation of a variety of ice forms that run with the flow, the opening up of thermal leads along the velocity core, the occurrence of overflow runs at various locations along the reach, and ice jamming.

Examination of historical dates of freeze-up and breakup shows that altered streamflow subsequent to construction of the Whitehorse Rapids hydro site has decreased the period of ice cover by five to six weeks.

The frazil dam forms as frazil accumulates below the ice cover behind the advancing ice front. The dam that formed in 1983/84 was similar in size and form to those observed in earlier surveys. It was found to lie off to the side of the velocity core, except at the Below Marwell section, where it was found to lie directly above the velocity core. The dam was observed to have reached its maximum volume immediately after freeze-up. A comparison of streamflow measurements upstream and directly under the frazil dam verifies that virtually no percolation of flow takes place.

Heat budget terms were computed primarily for the purpose of future application to numerical models of ice growth. Net heat loss typically varies between 50 and 400 W/m^2, with the largest losses being due to outgoing longwave radiation and the conductive flux. For engineering applications, coefficients were found for the Stefan equation relating ice thickness to degree-days of freezing air temperatures, and to the linear heat flux approximation relating heat loss to air temperature.

The hydraulic resistance of the reach was found to vary with seasonal and local ice conditions; that is, in relation to the advancing ice front during freeze-up, to the presence of frazil accumulations within the channel, and to the formation of irregularities in the ice cover during breakup. During freeze-up, the channel conveyance capacity is lowest, and flood risk is highest. Furthermore, ice irregularities were found to influence the shape of vertical profiles of velocity.

Perspective de gestion

Les cours d'eau et les grands lacs du Nord canadien ont joué un grand rôle dans l'histoire du Canada en tant que voies d'exploration, de commerce et de transport. Ils ont contribué, et ils contribuent encore, directement au développement économique et au mieux-être des Territoires. Même si ces rôles devaient changer dans l'avenir, ils n'en seront pas moins importants. À mesure que la population augmente et que les assises industrielles s'améliorent, quelque rapides que soient ces changements, la demande d'installations récréatives et d'énergie augmentera aussi. Des études ont été faites et propositions ont été avancées concernant le potentiel d'utilisation des lacs comme réservoir d'eau naturelle derrière de petits ouvrages situés à leur exutoire, de construction de nouveaux barrages et de création de nouveaux réservoirs sur les rivières, ou de dérivation des eaux à l'intérieur des bassins ou entre ceux-ci afin d'exploiter plus efficacement ces eaux à des fins énergétiques.

Notre expérience de gestion de l'aménagement des ressources hydriques dans le sud de la Colombie-Britannique ne nous prépare pas tellement bien à la gestion d'aménagements analogues dans le Nord où le climat est beaucoup plus rigoureux et où un manteau glaciel épais persiste pendant la moitié de l'année. Toute modification au cycle annuel du niveau des lacs et au débit des cours d'eau qui serait imposée par des moyens artificiels et tout changement apporté au cycle et à la valeur du débit et de la dépression pourraient produire des effets dont la portée est difficile à prévoir sur l'écologie des lacs et cours d'eau affectés. Certaines de ces conséquences peuvent être liées directement aux changements dans les processus qui commandent la croissance et la décroissance des glaces et la nature même de cette glace.

Il est impérieux de pratiquer une saine gestion des abondantes richesses que le Nord canadien recèle, si l'on tient à atteindre le double objectif de conservation et de croissance soutenue. Une telle gestion nécessite la possession de données variées, autrement on risque fort de ne pas tenir compte des graves conséquences possibles ou encore d'adopter une approche démesurément prudente.

Dans ce rapport, qui s'appuie sur des observations effectuées sur le terrain pendant un cycle hivernal complet, un pas important a été franchi dans la compréhension des processus physiques qui affectent le manteau glaciel des lacs et cours d'eau nordiques et cordillérans. Les données et les observations nous fourniront la base nécessaire à la planification d'études futures, un point de départ pour la prévision des conséquences environnementales et écologiques de la régulation des niveaux et de l'écoulement ainsi qu'une base encore hâtive et incertaine pour la modélisation des systèmes englacés.

C.H. Pharo, Chef intérimaire
Institut national de recherche sur les eaux
Région du Pacifique et du Yukon

Le 19 juillet 1985

Remerciements

Si le présent travail a pu être effectué, c'est avant tout grâce au soutien, à la collaboration et aux encouragements de Renee Alford et de Carole Carmack.

Nous tenons à remercier sincèrement E. Marles et V. Chamberlain pour leurs efforts et l'attention apportée aux détails dans la réduction des données; R. Wiegand pour s'être occupé de la programmation nécessaire dans l'analyse des données de série chronologique, et M. Jarvis pour son aide sur le terrain. A. Weller et B. Gordon ont exécuté les travaux de dessin et d'illustration.

Nous sommes reconnaissants au personnel du Service de l'environnement atmosphérique à Whitehorse et à Downsview pour nous avoir fourni les observations météorologiques nécessaires. Nous avons aussi apprécié l'entière collaboration du personnel en place à la station hydro-électrique des rapides de Whitehorse pour avoir mis à notre disposition des données concernant le débit du fleuve. Nous remercions également la compagnie Arctic Diamond Drilling Ltd. à Marwell de nous avoir laissé traverser sa propriété tous les jours.

Nous sommes reconnaissants enfin à la gestion de la Direction générale des eaux intérieures qui a accordé à l'auteur principal du rapport le temps voulu pour poursuivre ses recherches.

Introduction

FONDEMENTS THÉORIQUES

Le manteau glaciel sur les cours d'eau et les lacs du Nord canadien affecte le niveau de l'eau, le débit et de nombreuses activités humaines. La connaissance des systèmes englacés est toutefois si maigre qu'il est très difficile de prédire les effets sur l'environnement des pratiques d'aménagement et de gestion de l'eau. Pour cette raison, l'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY) a été conçue de manière à fournir des renseignements concernant les processus de croissance et de décroissance de la glace sur un grand fleuve nordique, particulièrement dans les biefs (ou tronçons) habités, qui sont soumis à la blocade des glaces ou aux inondations, ou encore qui se trouvent en aval des lacs et des réservoirs (figure 1).

Dans ce rapport, il sera question du régime des glaces et de l'hydrologie du fleuve Yukon, à proximité de Whitehorse au Yukon, en faisant appel à des données hydrologiques, météorologiques et de répartition des glaces, données qui ont été obtenues pendant un cycle hivernal complet. Ces données permettront d'élaborer et de vérifier des modèles mathématiques pour systèmes englacés.

DESCRIPTION RÉGIONALE

Le fleuve Yukon prend sa source dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, puis il traverse une succession de lacs nourriciers (les lacs Atlin, Tagish, Bennett et Marsh), et il coule ensuite dans une direction nord-ouest à travers le Yukon (figure 2). À Whitehorse, le fleuve draine une superficie approximative de 19 400 km^2 et son débit annuel moyen est d'environ 240 $m^3 s^{-1}$.

La partie du fleuve Yukon qui a été retenue pour l'étude menée pendant l'hiver 1983-1984 va du pont Robert Campbell (à l'extrémité sud de Whitehorse) à l'étranglement situé à 4.3 km en aval (figure 3). Le long de ce bief, le fleuve passe d'un chenal unique à un chenal anastomosé dont certaines sections comprennent des îles qui offrent à leur tour un chenal unique et plusieurs petits chenaux secondaires. La profondeur de l'eau varie énormément à l'intérieur du bief, la profondeur moyenne se situant à 3.2 m lorsque le niveau de l'eau est élevé. La vitesse moyenne d'écoulement est relativement élevée, soit environ 1.8 m s^{-1} en été et 0.7 m s^{-1} en hiver. Dans le bief, la pente moyenne du fleuve est de 0.5 x 10^{-3}. Le rapport qui existe

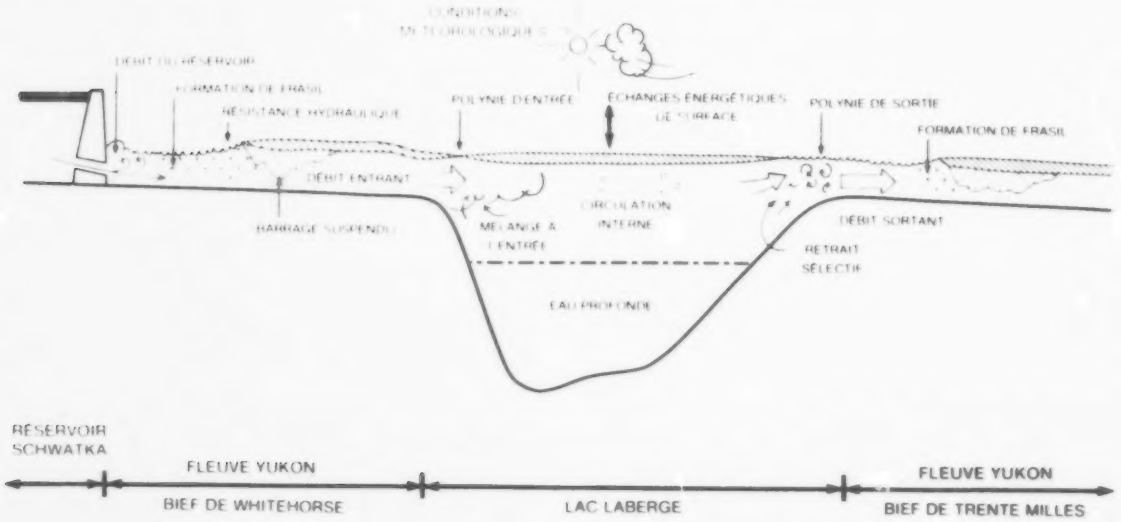


Figure 1. Schéma du cycle glaciel saisonnier dans un réseau de lacs et de cours d'eau.

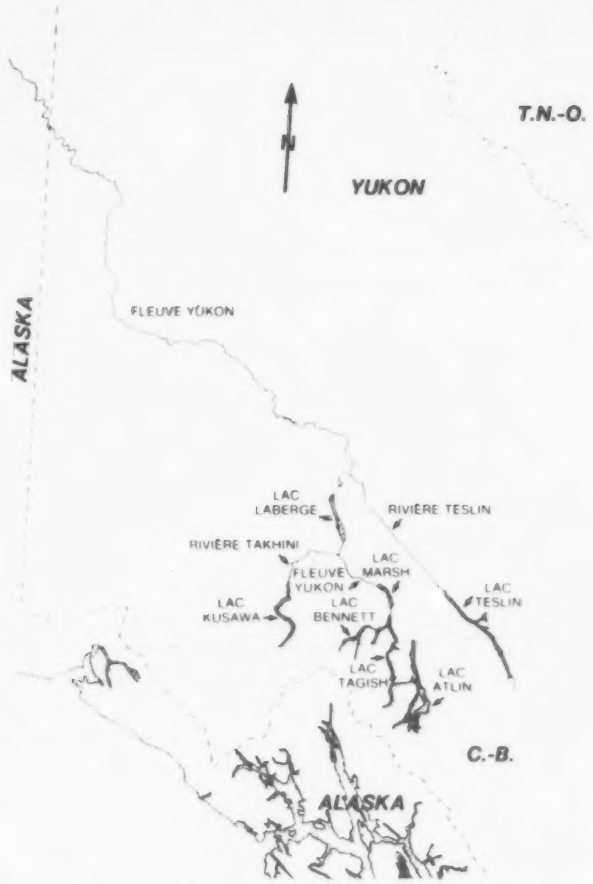


Figure 2. Carte de la région.

entre le niveau de l'eau et le débit à la section Marwell est illustré à la figure 4. Au cours d'une année, le débit d'écoulement varie entre 120 et 500 $m^3 s^{-1}$ approximativement, et le niveau de l'eau correspondant a une variation d'environ 2 m. Toutefois, par suite de l'augmentation de la résistance hydraulique au cours de la période de manteau glaciel, on observe un effet de remous dans le bief qu'expliquent les déviations de la courbe d'eau libre.

Il existe deux étranglements principaux à l'intérieur du bief; ils sont connus sous les noms de section Marwell et section Marwell aval (figure 3). Cette dernière est considérée comme le régulateur hydraulique du bief en période sans glace.

L'écoulement du fleuve Yukon a été modifié par la construction de deux barrages situés en amont de Whitehorse. Le barrage du lac Marsh a été reconstruit en 1951-1952. Une ancienne version construite en 1902 avait servi à hâter la dislocation des glaces sur le lac Laberge et à avancer ainsi la date de navigation des vapeurs. De nos jours, il sert surtout de réservoir, c'est-à-dire qu'il sert notamment à assurer un débit hivernal accru pour les besoins de la production d'énergie hydroélectrique. En 1957-1958, la Commission hydroélectrique du Nord canadien (CHNC) a construit un barrage au fil de l'eau près des rapides de Whitehorse. À l'origine, seulement deux génératrices ont été installées. Des appareils supplémentaires ont été ajoutés par la suite, soit un premier en 1969 et un autre en 1983, afin d'exploiter plus efficacement les débits hivernaux. À l'heure actuelle, le débit est régularisé au barrage aval, celui-ci étant soumis à des contraintes structurelles et juridiques. Autrement dit, le niveau de l'eau derrière le barrage (lac Schwatka) ne peut dépasser 653.34 m ni descendre sous 652.27 m.

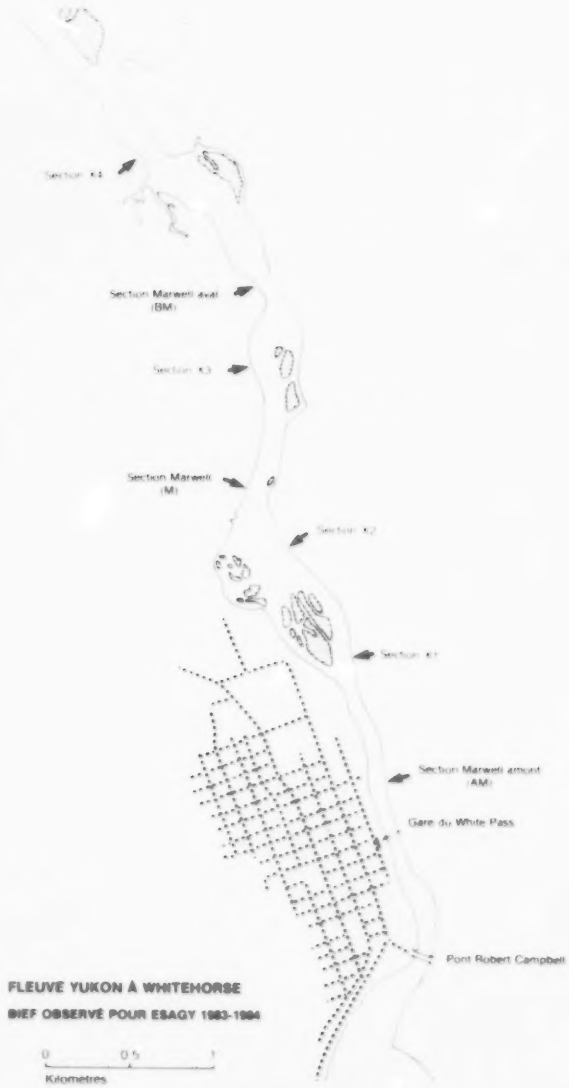


Figure 3. Emplacement des stations.

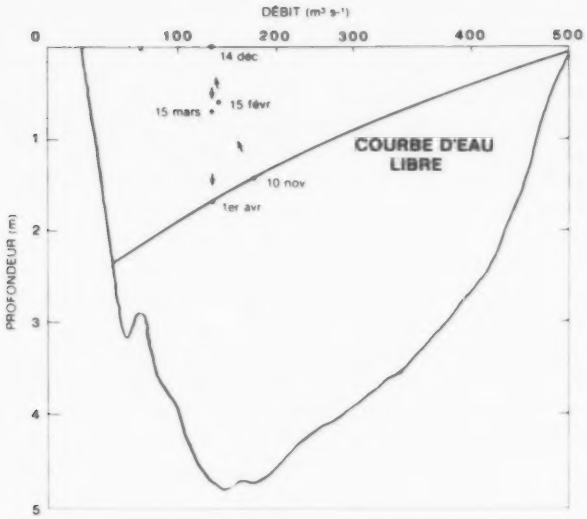


Figure 4. Courbe du niveau d'eau en fonction du débit à Marwell.

QUESTIONS DE GÉNIE HYDRO-ÉCONOMIQUE

Les inondations, les dommages dus aux glaces et la gestion des déchets sont autant de raisons pratiques pour justifier l'étude de l'écoulement et les conditions glacielles qui règnent dans le fleuve Yukon à Whitehorse.

Inondations

Bien qu'il n'existe aucune preuve d'inondation à l'intérieur du bief par suite d'un ruissellement accru pendant l'été (les débits maximaux atteignent 640 $m^3 s^{-1}$), les inondations associées à la formation de glaces en novembre et en décembre ont causé des dégâts à la propriété privée et commerciale. La zone située près de Marwell est particulièrement vulnérable aux inondations hivernales. (Un niveau d'eau supérieur à 631 m à Marwell est considéré comme une inondation.) Avant la construction du barrage de la CHNC, les inondations s'avançaient souvent assez au sud pour atteindre la rue Main; le niveau record de 634 m a été enregistré en novembre 1935 à l'occasion d'une crue. Depuis la construction du barrage, qui contribue à régulariser l'écoulement au cours de la période critique de la prise des glaces, les inondations se sont limitées à la zone de Marwell.

La capacité d'adduction du chenal fluvial au cours des périodes de manteau glaciel est capitale pour l'optimisation des eaux disponibles à des fins de production d'énergie. Une quatrième génératrice a été installée sur les lieux du barrage en 1983 et elle a permis de doubler la capacité de l'usine à 40 MW. Faudrait-il créer d'autres réservoirs en amont et s'en servir, la nécessité de libérer des volumes d'eau supérieurs pendant l'hiver pourrait contribuer à augmenter les risques d'inondation, particulièrement au cours de la période critique de la prise des glaces.

Dommages dus aux glaces

À Whitehorse, le fleuve gèle rarement plus haut qu'en amont de la courbe située immédiatement en amont du pont Robert Campbell, en raison de la proximité du barrage. Dans cette partie couverte du fleuve, de fortes pertes de chaleur donnent lieu à la production de frasil et de slush pendant des durées appréciables. Il est déjà arrivé que de la glace s'accumule sur les piliers du pont, ce qui a occasionné certaines inquiétudes dans le secteur du génie civil urbain. En 1973, le pont Robert Campbell original a été gravement endommagé par la poussée des glaces.

Gestion des déchets

En 1978, un poste de pompage d'eaux d'égout a été construit sur la rive gauche du fleuve près de Marwell. Pour pomper et acheminer les eaux d'égout jusqu'à un étang de stabilisation situé sur la rive droite, à 2.5 km en aval, une conduite a été installée à travers le fleuve. Par crainte de ses effets sur le manteau glaciel, la conduite a été enfouie l'année suivante. Même si l'élimination directe des déchets ne semble pas constituer un problème dans le cadre du bief observé, ce point est tout de même préoccupant en aval de l'exutoire des eaux d'égout, et le problème général de la dispersion des matériaux dans un système englacé est un aspect important dans la gestion des ressources en eau.

OBJECTIFS

Les objectifs du rapport sont les suivants :

1) Fournir un compte rendu de la formation et du comportement ultérieur du manteau glaciel du fleuve Yukon à Whitehorse pendant l'hiver 1983-1984.

2) Établir une corrélation entre les mesures de niveau d'eau et de débit d'une part, et la répartition du frasil, la formation de barrages de frasil, l'ensemble du manteau glaciel et l'évolution de la résistance du chenal d'autre part.

3) Décrire l'effet des embâcles et des barrières (de glace) sur la capacité du chenal.

4) Établir une corrélation entre le processus de formation glacielle, les changements structuraux pour une période donnée et la décroissance d'une part, et les conditions météorologiques dominantes d'autre part.

PLAN

Chacun des chapitres du rapport se veut un bilan à la fois autonome et descriptif d'un aspect du cycle glaciel saisonnier. Le deuxième chapitre porte sur le concept expérimental et les méthodes. Dans le chapitre 3, le manteau glaciel est décrit pendant les périodes de prise des glaces, du milieu de l'hiver et de débâcle. Dans le chapitre 4, des données sont présentées concernant l'occurrence et les propriétés du barrage suspendu qui se forme à l'intérieur du bief. Le chapitre 5 porte sur le bilan thermique du bief. Dans le chapitre 6, sont examinés les effets de la formation des glaces sur l'hydraulique du bief. Finalement, on trouve dans le chapitre 7 le bilan des observations tant dans le domaine scientifique que dans le domaine du génie hydro-économique.

Concept expérimental et méthodes

Pour bien comprendre le cycle glaciel saisonnier, il faut comprendre l'ensemble corrélé des paramètres qui influent sur la croissance et la décroissance des glaces. Dans l'ESAGY, le programme d'observation comprenait trois parties : le débit et les niveaux d'eau, l'état de la glace, et les antécédents météorologiques. Chacun de ces programmes est décrit ci-après; la zone d'étude est représentée à la figure 3.

DÉBIT ET NIVEAUX D'EAU

Afin de contrôler les niveaux d'eau, des échelles limnimétriques ont été installées à trois endroits en novembre 1983 :

1) à la section Marwell amont (AM) située à 1100 m en aval du pont Robert Campbell (sur le quai de Goldrush River Tours);

2) à la section Marwell (M) située à l'étranglement du chenal, à 3100 m en aval du pont (près du bâtiment de l'Arctic Diamond Drilling Ltd.);

3) à la section Marwell aval (BM), à 4300 m en aval du pont à la hauteur du deuxième étranglement dans le bief.

Chacune des échelles a été mesurée en fonction du niveau de référence géodésique. Le niveau d'eau a été enregistré à des intervalles d'environ une journée pendant les périodes de prise des glaces et de débâcle et à des intervalles d'environ deux jours pendant le plein hiver. Pour minimiser les problèmes d'échantillonnage associés aux fluctuations diurnes du niveau d'eau (Santeford et Alger, 1984), on a cherché à enregistrer les niveaux d'eau tous les jours à la même heure.

Les niveaux d'eau ont été enregistrés à Whitehorse de 1902 à 1972. La compagnie de chemin de fer White Pass and Yukon Route a entretenu une échelle limnimétrique à son quai en face de la gare de 1902 à 1949. En 1949, cette échelle a été rattachée au réseau géodésique par la Division des relevés hydrologiques du Canada, laquelle s'est occupé de l'échelle jusqu'en 1960; à partir de cette date et jusqu'en 1972, les niveaux d'eau ont été enregistrés par la Division des relevés hydrologiques à la hauteur du pont Robert Campbell.

Pour mesurer la vitesse, on s'est servi d'un moulinet Price (modèle 622) «pour l'hiver» monté sur un saumon équipé (figure 5). L'appareil de mesure a été employé à

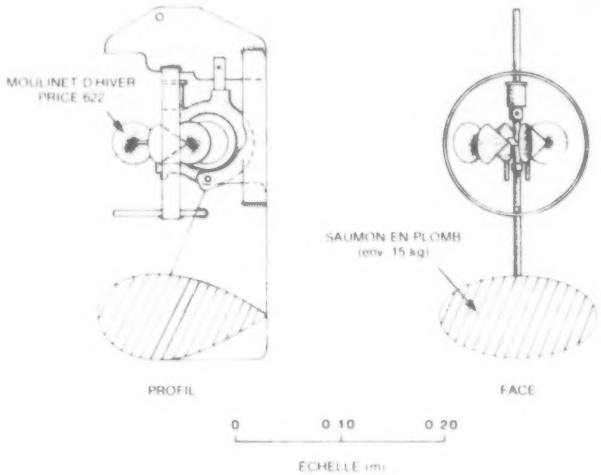


Figure 5. Moulinet et saumon.

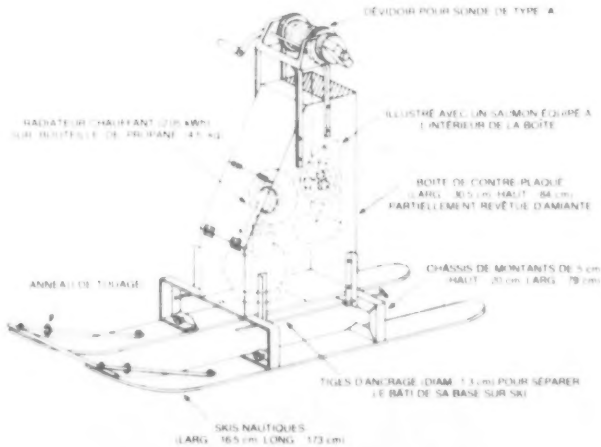


Figure 6. Traîneau de mesure portatif chauffé.

partir d'un dévidoir de sondage monté sur un traîneau de mesure équipé d'une chambre d'air chaud (figure 6). Ce dispositif permet de mesurer la vitesse avec précision (± 0.05 m s^{-1}) à des températures de travail descendant jusqu'à -60 °C.

Pour le calcul du débit total, des mesures ont été prises à travers une vingtaine de trous percés dans la glace à travers une section donnée. En chacun des points, la vitesse a été déterminée à 0.2 et à 0.8 des niveaux de profondeur totale; la vitesse moyenne à ce point a été prise en tant que moyenne des deux valeurs conformément à la pratique courante. Pour les calculs nécessitant des profils de vitesse plus détaillés, soit par exemple la détermination de paramètres de frottement, des mesures ont été prises à chaque dixième du niveau de profondeur totale.

ÉTAT DE LA GLACE

À chacun des trous creusés à des fins hydrométriques, les mesures suivantes ont aussi été prises : épaisseur de la couche de neige, épaisseur de la glace, épaisseur de la slush et profondeur de l'eau. L'épaisseur de la couche de neige et de la glace a été mesurée au moyen d'une échelle glaciométrique de type Yukon; l'épaisseur de la slush a été déterminée au moyen du moulinet et en notant la profondeur à laquelle l'appareil rencontrait l'écoulement; la profondeur de l'eau a été déterminée à partir du dévidoir.

Pour déterminer la dureté de la slush formant le barrage de frasil, des essais ont été pratiqués au moyen d'une sonde de battage (figure 7). Celle-ci est formée d'un tubage en acier (diam. : 1.9 cm; long. : 2.1 m) auquel une rondelle de hockey a été fixée à une extrémité et une tige permettant de guider un poids en chute libre à l'autre extrémité. Un poids de 1.09 kg lâché à une hauteur de 0.30 m a été employé.

Des mesures relatives aux caractéristiques optiques de la neige et du manteau glaciel ont été prises au moyen d'un photomètre submersible de type quantique (modèle LI-192B des appareils Lambda). Des lectures supraglacielles du rayonnement à l'entrée et du rayonnement à la sortie ont aussi été prises. Des lectures ont été prises sous l'eau à des intervalles de profondeur de 0.25 m sous la limite inférieure de la glace feuilletée.

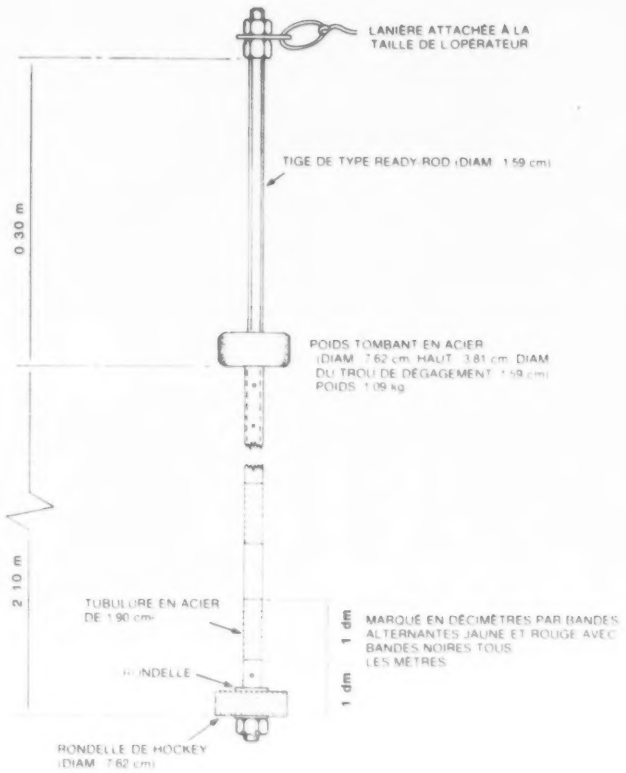


Figure 7. Schéma de la sonde de battage.

INFORMATIONS MÉTÉOROLOGIQUES

La température de l'air et la pression barométrique ont été enregistrées quotidiennement à Riverdale où habite l'auteur Alford, soit à environ 1 km du bief observé. En outre, la température de l'air, la pression barométrique, la vitesse du vent, l'humidité relative et le rayonnement à ondes courtes ont été enregistrés par le Service de l'environnement atmosphérique à l'aéroport de Whitehorse, également situé à environ 1 km du bief observé.

Pour mesurer la température de l'eau, un thermographe a été posé sur le lit du fleuve à proximité de la rive droite et à 30 m en amont du pont Robert Campbell. Cet appareil est précis à ±0.02 °C près et il a été réglé de manière à faire des enregistrements à des intervalles d'une heure.

Observations sur le cycle hivernal 1983-1984

Dans ce chapitre, nous décrivons le cycle annuel de l'avance et du retrait du manteau glaciel à Whitehorse. Des études connexes ont été effectuées par Monenco Consultants Pacific Ltd. (1979, 1980) et par Underhill Engineering Ltd. (1979, 1980) afin d'examiner les relations entre le régime des glaces et les niveaux de l'eau à l'intérieur du bief. Pour une description plus générale du régime des glaces saisonnières sur les cours d'eau, voir Michel (1971), Ashton (1978), et Osterkamp et Gosink (1983).

TENDANCES GÉNÉRALES

Des relevés de débit pour le fleuve Yukon à Whitehorse sont donnés à la figure 8 et la distinction y est faite entre les conditions d'écoulement avant et après la construction du barrage de la CHNC au rapide de Whitehorse. De manière générale, les débits culminent à la fin de l'été et ils sont d'environ quatre à cinq fois supérieurs à ceux que l'on connaît en hiver. L'exploitation du barrage a entraîné une diminution du débit au printemps et en automne tout en faisant augmenter les débits d'hiver. Dans l'ensemble, les débits observés au cours de l'hiver 1983-1984 étaient analogues aux conditions postérieures à la construction du barrage.

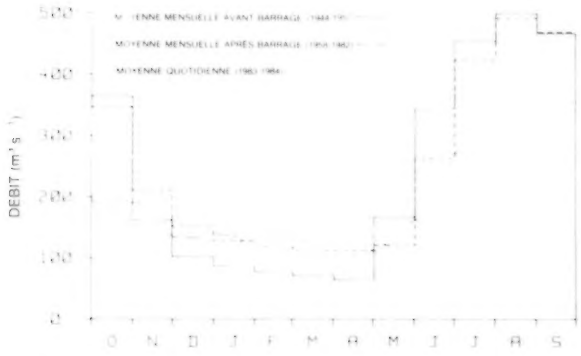


Figure 8. Relevés de débit pour le fleuve Yukon à Whitehorse.

La chronologie de prise des glaces et de débâcle, à partir des observations obtenues à la station White Pass, est donnée à la figure 9. De nouveau, une distinction est faite entre les données obtenues avant et après la construction du barrage. Avant la construction du barrage et les débits hivernaux accrus, les dates moyennes de prise des glaces et de débâcle étaient respectivement le 27 novembre (écart type de 12 jours) et le 25 avril (écart type de 8 jours). Après la construction du barrage, la date moyenne de prise des glaces a reculé au 28 décembre (écart type de 21 jours), tandis que la date moyenne de débâcle a été avancée au 12 avril (écart type de 12 jours). Par conséquent, on peut dire qu'en moyenne, les débits modifiés ont contribué à réduire la période de manteau glaciel de cinq à six semaines.

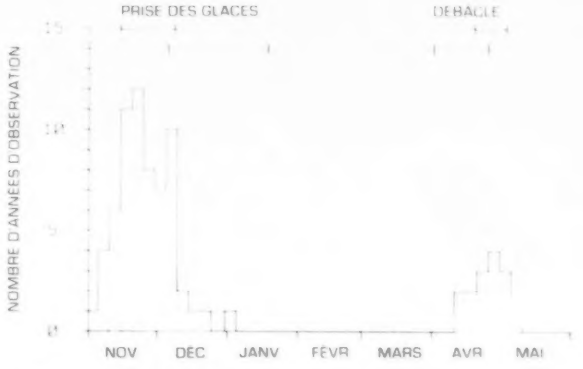


Figure 9. Chronologie de la prise des glaces et de la débâcle dans des intervalles en blocs de 5 jours : les traits continus correspondent aux observations avant-barrage tandis que les traits en pointillés correspondent aux observations après-barrage; les barres horizontales (en continu et en pointillé) correspondent aux dates moyennes de prise des glaces et de débâcle (période avant-barrage et période après-barrage, respectivement).

L'hiver 1983-1984 a été plutôt doux pour la zone de Whitehorse : les températures se sont maintenues au-dessus de la normale tandis que les chutes de neige se sont situées sous la normale. Ceci a donné lieu à une durée relativement courte du manteau glaciel. Le bief observé était recouvert de glace le 2 janvier; il était complètement libre de glace le 28 mars. Dans la description qui suit, nous divisons le cycle glaciel en trois périodes : la prise des glaces, la période de manteau glaciel du milieu de l'hiver et la débâcle.

PRISE DES GLACES

Il est possible de déterminer des caractéristiques générales de la période de prise des glaces en comparant les répartitions précédentes à celles qui sont constatées pour l'année d'observation; cette comparaison se fait pour des conditions glacielles existant au moment du niveau d'eau maximal en M (figure 10). Ici, les aspects les plus significatifs tiennent au fait que le manteau glaciel est achevé d'abord dans la portion aval du bief tandis que des chenaux libres persistent pendant une bonne partie de l'hiver, particulièrement dans la portion amont du bief et vers le milieu du chenal où les vitesses d'écoulement sont les plus fortes. De telles conditions sont généralement associées à la production de glaces de frasil et à la formation de barrages de frasil.

La période de gel qui a été observée en 1983-1984 est résumée à la figure 11 (voir aussi annexe A). Les premiers signes de gel se manifestent au cours de la deuxième et de la troisième semaine de novembre avec l'apparition de glace fixée dans les chenaux secondaires du fleuve, le tout coïncidant avec l'époque où les températures du fleuve descendaient à 0 °C. Le 27 novembre (figure 11a), la glace de rive bordait une partie appréciable du bief.

L'étape suivante dans la période de gel est dominée par la formation de frasil et son agglomération subséquente

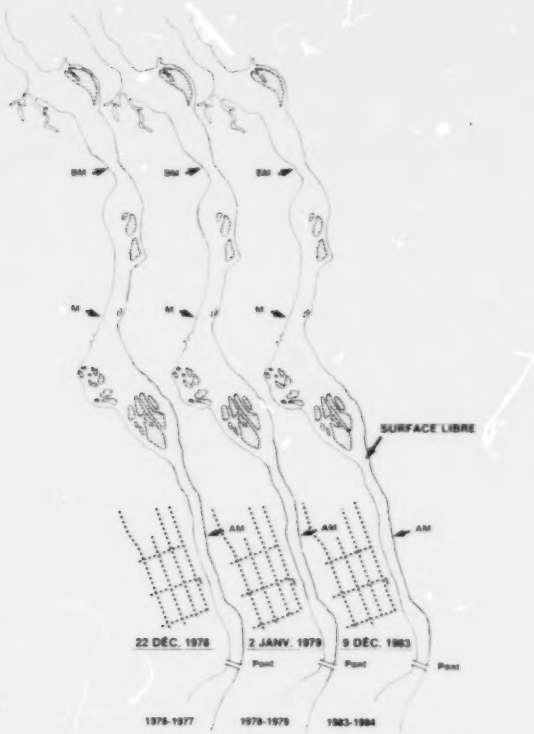


Figure 10. Conditions glacielles au moment approximatif du niveau d'eau maximal à Marwell pendant trois hivers.

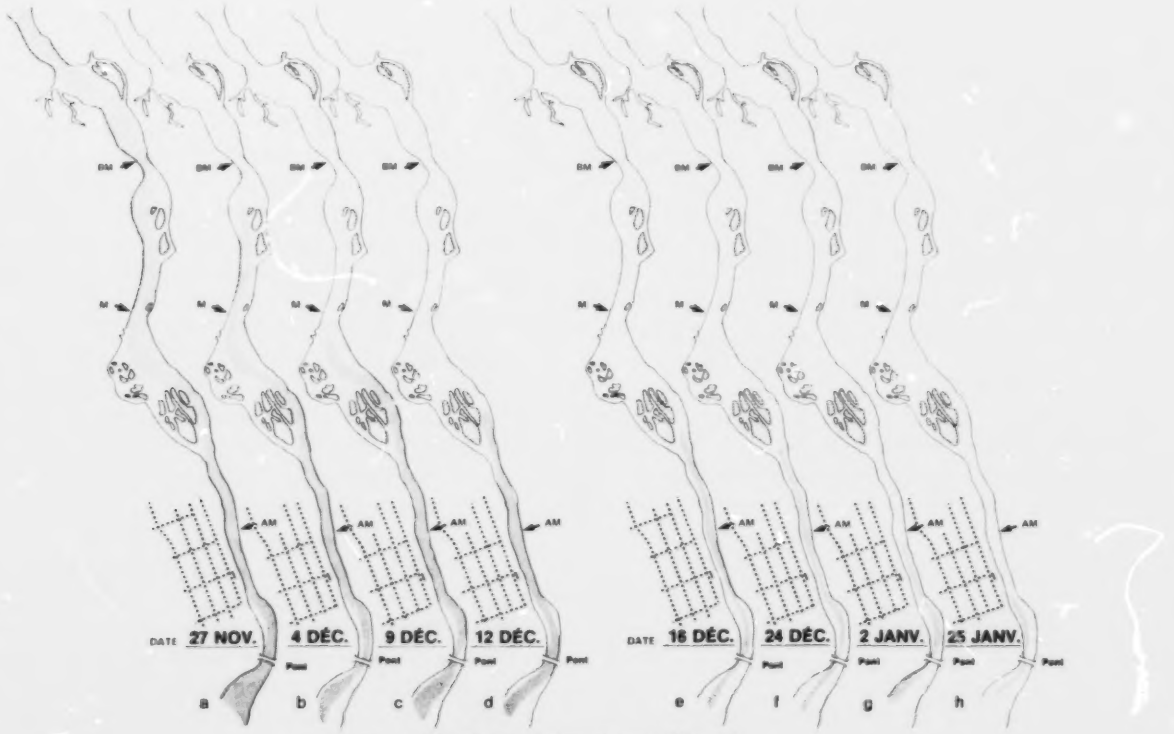


Figure 11. Période de gel observée en 1983-1984.

en flocons de frasil, en radeaux de frasil, en slush et en floes de frasil qui ont recouvert à peu près 50 % de la superficie du fleuve. Le pontage et l'immobilisation de cette glace ont finalement donné lieu à la mise en place d'un manteau glaciel statique dans la portion aval du bief (figure 11b). À ce moment, le bief en aval de BM est presque complètement fermé, sauf pour de petits chenaux libres dont la vitesse est très élevée.

Le dépôt du frasil a aussi entraîné la formation de glace de fond; une accumulation particulièrement forte de glace de fond a été observée au cours de l'hiver en question.

Figure 12. Floe de frasil et nappe de slush.

Figure 13. Glace de rive.

La plus forte accumulation s'est produite juste en amont du pont et dans la partie du bief qui part d'un point situé à 1.5 km en aval du pont jusqu'à 1.0 km en amont. Il convient de signaler que le manteau glaciel à BM portait une forte concentration de gravier tandis que les autres sections étaient relativement propres.

Le reste de la période de gel peut se caractériser par un resserrement progressif de la glace de rive, ce qui forme un chenal libre et étroit dans l'axe de la vitesse d'écoulement maximal, et par l'avance progressive de la bordure de glace par suite de l'immobilisation des floes formés plus loin en amont. Le 9 décembre (figure 11c), la falaise de

Figure 14. Falaise de glace.

Figure 15. Chenal libre et falaise de glace en progression.

glace avait remonté en amont de M et vers le 12-16 décembre (figures 11d et 11e) jusqu'au voisinage du principal groupe d'îles que l'on trouve dans le fleuve, tout en produisant une vitesse moyenne d'avance de la falaise de glace de 150 m d^{-1}. Le temps doux qui a régné entre le 16 et le 24 décembre n'a pas tellement affecté la superficie du manteau glaciel (figure 11f). Le 2 janvier, la zone observée s'est refermée complètement (figure 11g). Un étroit chenal situé dans le voisinage du pont Robert Campbell est cependant resté libre pendant tout l'hiver (figure 11h).

Certaines propriétés moins importantes qui ont été observées au cours de la prise des glaces sont dignes de mention, particulièrement lorsque l'on cherche à appliquer des modèles simples d'hydraulique et de thermodynamique à ce processus complexe. Ces propriétés sont : la course d'un floe de frasil et d'une nappe de slush dans le fleuve (figure 12); l'étagement diurne de la glace de rive, qui est le résultat des basses températures qui règnent la nuit (figure 13); la nature extrêmement rugueuse de la falaise de glace en progression (figure 14); la progression de la falaise de glace, par l'accumulation de glace descendante, à l'intérieur du chenal formé par la convergence vers l'intérieur de la glace de rive (figure 15).

MANTEAU GLACIEL DU MILIEU DE L'HIVER

Les conditions glacielles typiques du milieu de l'hiver ou de la période voisine de l'équilibre sont illustrées à la figure 11h. À cette époque, le fleuve est complètement fermé à l'exception d'une étroite bande située près du pont et d'un chenal entre le pont et le barrage. La présence d'une petite surface libre pendant tout l'hiver caractérise cette zone et elle joue un rôle important dans le bilan thermique du fleuve. Une deuxième propriété caractérise les conditions qui règnent au milieu de l'hiver, c'est l'adoucissement de la surface glacée. Cette diminution de la rugosité a un effet important sur les conditions d'écoulement au milieu de l'hiver. (Voir Résistance hydraulique dans le chapitre 6.)

DÉBÂCLE

Le processus de débâcle qui a été observé en 1983-1984 est résumé à la figure 16 (voir aussi l'annexe A). Les premiers signes de débâcle apparaissent au début de mars (figure 16a) avec la présence de petites zones de débordement ainsi que l'accumulation de grands radeaux de glaces disloqués immédiatement en aval du pont. Le 11 mars

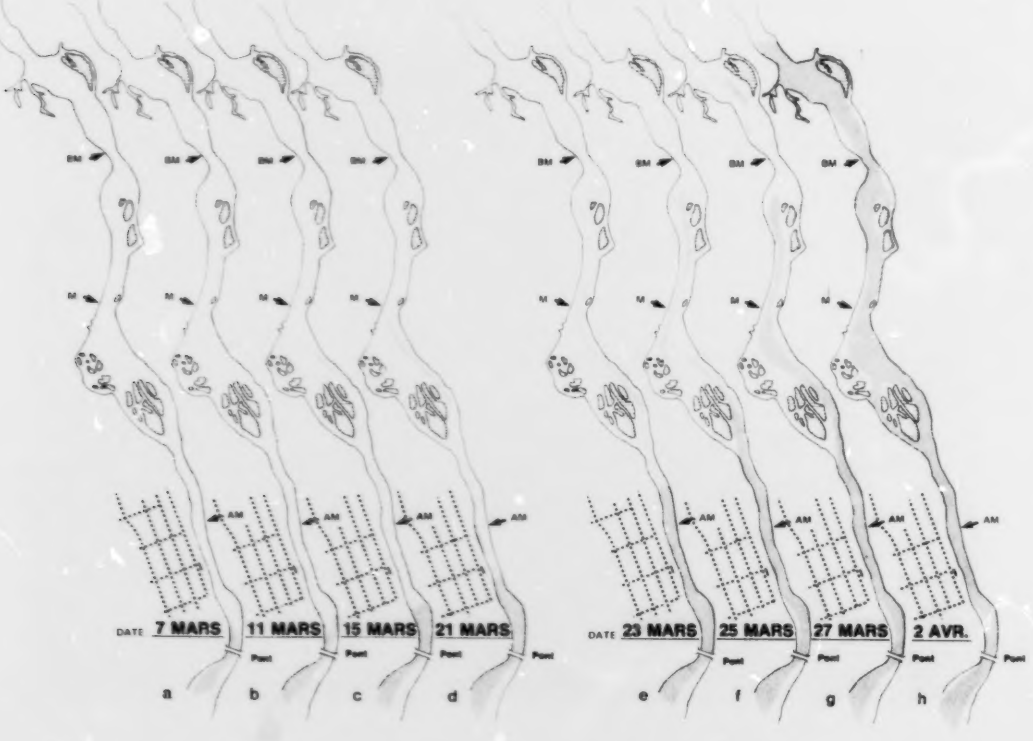


Figure 16. Processus de débâcle observé en 1983-1984.

Figure 17. Formation de plaques.

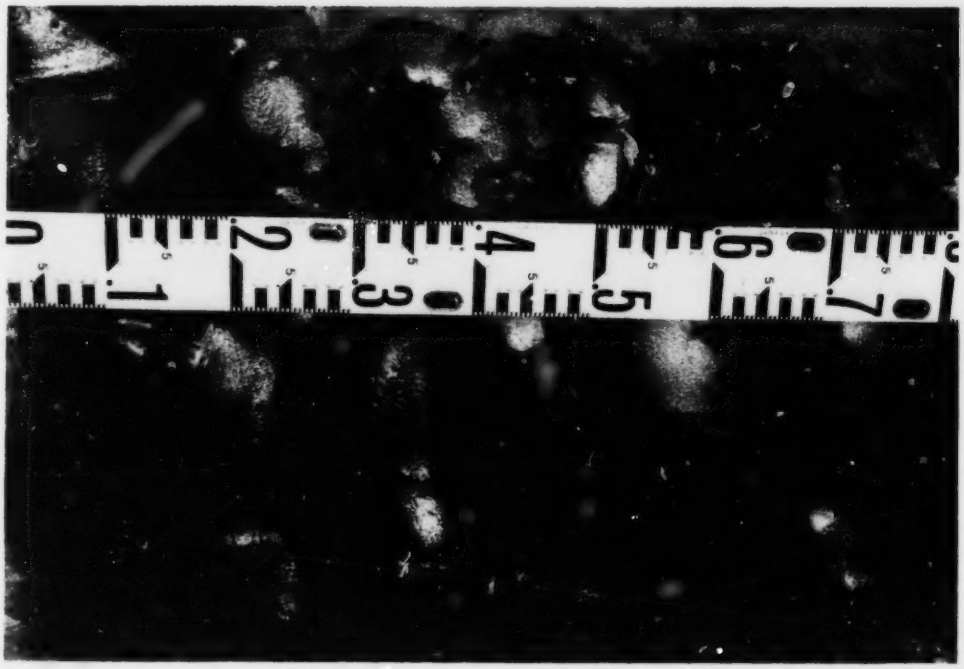


Figure 18. Formation de rides.

Figure 19. Débordement à Marwell.

Figure 20. Amoncellements de débâcle.

(figure 16b), les conditions montrent l'accumulation continue de radeaux de glace de même que la formation d'un assez bon filet d'eau de débordement dans la portion supérieure du bief observé. Le 15 mars, le filet d'eau fait presque toute la longueur du bief; son effet peut être constaté à la figure 16c et à la figure 16d comme pour le chenal en amont de M. Ce filet qui semble associé à l'axe de vitesse maximale d'écoulement annonce déjà la formation de chenaux à surface libre.

Le 23 mars, la portion supérieure du bief est libre de glace et un chenal ouvert s'allonge au-delà de M. Un petit embâcle, semblable aux nombreux autres qui se sont formés au cours de cette débâcle particulière, peut être observé en amont de M (figure 16e). Cette configuration générale se poursuit pendant le reste de la période de débâcle (figure 16f et 16g). Au 28 mars le bief est ouvert et au 2 avril, il ne reste plus que des zones isolées de glace le long de la rive (figure 16h; annexe A).

Un certain nombre de propriétés intéressantes de second ordre concernant la débâcle ont fait l'objet d'une recherche documentaire. Ainsi, lorsque des trous ont été percés à travers la glace au cours des premiers stades de la débâcle, de petites plaques ont été entraînées sur la surface de la glace par la déflexion des filets d'eau vers le haut. Ces plaques avaient généralement 0.05 m de largeur sur 0.01 m d'épaisseur (figure 17). Nous avons observé qu'elles se formaient la nuit par suite du gel de l'eau de débordement, puis qu'elles se brisaient ensuite en petits morceaux à la faveur du mouvement des glaces pendant le jour. Certains de ces morceaux étaient ensuite entraînés en eaux libres puis transportés au-dessous du manteau glaciel existant. Outre les plaquettes, nous avons aussi observé des nodules semblables à des cailloux et ayant la taille d'oeufs de goéland. Bien que l'origine de ces nodules soit incertaine, nous estimons qu'ils proviennent d'agrégats de frasil et qu'ils se sont formés au cours de la deuxième moitié de l'hiver. (L'auteur Alford a lui même constaté que les plaquettes et les nodules sont tous deux des éléments courants qui peuvent être observés au moment de la débâcle.)

Un autre phénomène a été observé au début de la débâcle, il s'agit de la formation de rides sur la face inférieure de la glace (figure 18). Ces rides possédaient des longueurs d'onde de 0.1 à 0.2 m et une hauteur maximale de 0.05 m. La formation de rides a été observée dans d'autres réseaux hydrographiques (Carey, 1966; Ashton et Kennedy, 1972) et on estime qu'elles ont un effet sur la résistance hydraulique (Tsang, 1982b).

La figure 19 donne un exemple de filet d'eau de débordement. Même si l'on ne dispose pas de mesures directes, il est peu probable que plus de 10 % du débit total soit transporté en tant qu'eau de débordement au cours de la débâcle. Toutefois, la présence d'eau de débordement produit un effet appréciable sur l'albédo de surface.

La caractéristique qui est peut être la plus marquante dans le phénomène de débâcle est celle de la formation d'embâcles (voir Beltaos, 1983, pour commentaires). Bien

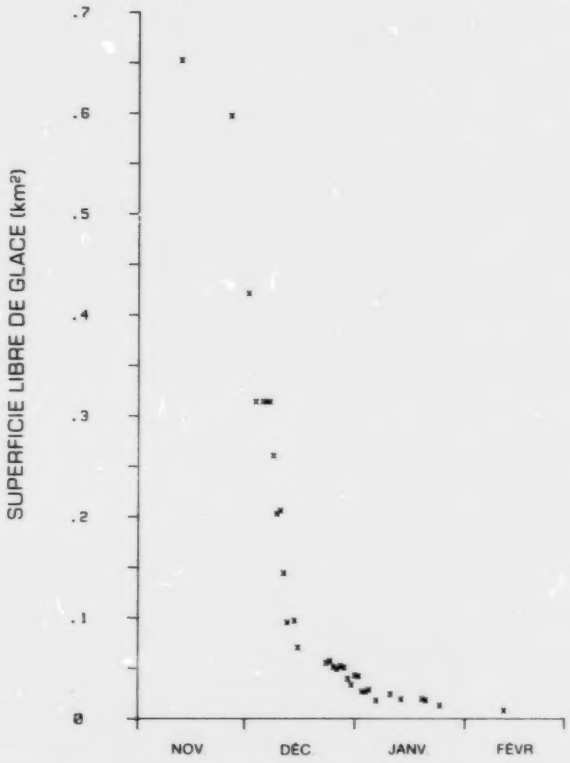


Figure 21. Superficie libre de glace (novembre 1983 à février 1984).

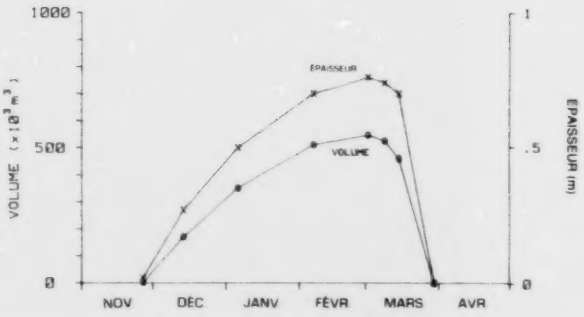


Figure 22. Épaisseur moyenne des glaces et volume de glace à Marwell (novembre 1983 à mars 1984).

qu'il se produise des embâcles à Whitehorse (figure 20), ceux-ci semblent avoir moins d'effets que la prise des glaces sur le niveau de l'eau dans les limites du bief.

MANTEAU GLACIEL ET ÉPAISSEUR

Des valeurs quotidiennes précisant l'étendue du manteau glaciel à l'intérieur du bief ont été calculées à partir des cartes illustrées à l'annexe A, et ces valeurs sont énumérées au tableau 1. Le graphique des données de la superficie libre de glace, de novembre 1983 à février 1984 (figure 21), donne une courbe d'apparence exponentielle pendant la prise des glaces, une croissance rapide du manteau glaciel au début et un lent recouvrement du bief. La détérioration du manteau au moment de la débâcle a progressé à un rythme plus rapide.

La figure 22 montre l'épaisseur moyenne des glaces telle que mesurée en M et le volume total de glace qui se trouve à l'intérieur du bief comme étant le produit de la superficie couverte multipliée par l'épaisseur moyenne. Les deux courbes suggèrent des tendances analogues; par exemple une croissance modérée pendant la prise des glaces, des conditions stables vers le milieu de l'hiver et une régression rapide au moment de la débâcle.

Jusqu'ici, notre description du manteau glaciel a reposé sur des observations faites en surface. Toutefois, l'un des aspects les plus fascinants du manteau glaciel de Whitehorse a trait à l'accumulation de frasil sous la glace feuilletée. Cette question fait l'objet du prochain chapitre.

Tableau 1. Manteau glaciel dans le bief de Whitehorse

	AM à M			Barrage de la CHNC à X4		
Date	Libre (km^2)	Couvert (km^2)	Couvert (%)	Libre (km^2)	Couvert (km^2)	Couvert (%)
83-11-13	0.2271	0.1773	43.8	0.9769	0.5279	35.1
83-11-27	0.2244	0.1800	44.5	0.9070	0.5978	39.7
83-12-02	0.2227	0.1817	44.9	0.6395	0.8653	57.5
83-12-04	0.1709	0.2335	57.7	0.5132	0.9916	65.9
83-12-06	0.1709	0.2335	57.7	0.5132	0.9916	65.9
83-12-09	0.1702	0.2342	57.9	0.4598	1.0450	69.4
83-12-10	0.1276	0.2768	68.4	0.4023	1.1025	73.3
83-12-11	0.1266	0.2778	68.7	0.3576	1.1472	76.2
83-12-12	0.0716	0.3328	82.3	0.3435	1.1613	77.2
83-12-13	0.0439	0.3605	89.1	0.2965	1.2083	80.3
83-12-15	0.0423	0.3621	89.5	0.2945	1.2103	80.4
83-12-16	0.0330	0.3714	91.8	0.2697	1.2351	82.1
83-12-24	0.0234	0.3810	94.3	0.2554	1.2494	83.0
83-12-25	0.0217	0.3827	94.6	0.2531	1.2517	83.2
83-12-26	0.0188	0.3856	95.4	0.2498	1.2550	83.4
83-12-27	0.0173	0.3871	95.7	0.2473	1.2575	83.6
83-12-28	0.0160	0.3884	96.0	0.2455	1.2593	83.7
83-12-29	0.0157	0.3887	96.1	0.2431	1.2617	83.8
83-12-30	0.0096	0.3948	97.6	0.2407	1.2641	84.0
83-12-31	0.0080	0.3964	98.0	0.2390	1.2658	84.1
84-01-01	0.0070	0.3974	98.3	0.2370	1.2678	84.2
84-01-02	0.0000	0.4044	100.0	0.2348	1.2700	84.4
84-01-03	0.0000	0.4044	100.0	0.2332	1.2716	84.5
84-01-04	0.0000	0.4044	100.0	0.2313	1.2735	84.6
84-01-05	0.0000	0.4044	100.0	0.2295	1.2753	84.7
84-01-07	0.0000	0.4044	100.0	0.2271	1.2777	84.9
84-01-11	0.0000	0.4044	100.0	0.2220	1.2828	85.2
84-01-14	0.0000	0.4044	100.0	0.2189	1.2859	85.4
84-01-20	0.0000	0.4044	100.0	0.2187	1.2861	85.5
84-01-21	0.0000	0.4044	100.0	0.2176	1.2872	85.5
84-01-25	0.0000	0.4044	100.0	0.2124	1.2924	87.1
84-02-12	0.0000	0.4044	100.0	0.2076	1.2972	87.5

Formation et décroissance des barrages suspendus

Les barrages suspendus sont des accumulations massives de particules de glace sur les faces inférieures des manteaux glaciels. Leur existence est fréquente dans les cours d'eau englacés. Dans certains cas, ces barrages peuvent provoquer une perte de charge hydraulique par rapport à celle qui est attribuable au seul manteau glaciel; leur présence pose un sérieux problème à ceux qui sont chargés d'effectuer des relevés hydrologiques. L'objet de ce chapitre est de décrire le barrage suspendu qui se forme dans le fleuve Yukon à la hauteur de Whitehorse.

PRINCIPES GÉNÉRAUX DE FORMATION

Afin de mieux interpréter les données qui viennent, un résumé de la formation et de l'évolution des barrages suspendus a été préparé (Tsang, 1982a).

Les barrages suspendus peuvent être répartis en deux catégories suivant leur processus de formation : le barrage suspendu formé de «glace en fragments» est une accumulation de grands radeaux et de plaques de glace tandis que le barrage suspendu formé de «glace de frasil» résulte du dépôt de particules de glace de frasil (slush) formées dans des zones d'eaux libres et turbulentes en amont d'un manteau glaciel stable pendant des périodes de refroidissement intense. C'est le second de ces deux types, c'est-à-dire le barrage de frasil, qui se forme dans le bief situé à proximité de Whitehorse.

La formation d'un tel barrage nécessite la présence d'une source de frasil en amont, c'est-à-dire un bief d'eaux libres et rapides susceptible de produire des flocons, des radeaux et des floes, et comportant un manteau glaciel sur lequel le frasil peut se déposer.

Que le frasil adhère ou non à un endroit donné dépend à la fois de son état d'activité et du champ de vitesse ambiante. Lorsque les particules de frasil dérivent jusqu'à une falaise de glace, elles peuvent être soit arrêtées par la barrière qu'elles rencontrent ou, si la vitesse d'écoulement est suffisamment forte, elles peuvent être balayées sous le manteau. La vitesse limite varie entre 1.0 et 1.5 m s^{-1} suivant les propriétés du matériau transporté. Ainsi, si les particules de frasil sont actives, elles peuvent se fixer près de la partie croissante du manteau glaciel, même dans un écoulement rapide. Plus bas en aval, où les particules de frasil deviennent inactives, elles ne se fixent que dans les zones de faible vitesse. Habituellement, un barrage de frasil commence à la partie croissante du manteau glaciel pour se propager ensuite vers l'aval; toutefois, le manteau glaciel lui-même peut progresser en amont de telle sorte qu'une avancée du barrage est aussi possible. Pour une discussion plus poussée concernant les conditions hydrauliques associées aux barrages de frasil, on se référera au chapitre 6.

PROFILS DES BARRAGES DE FRASIL

Données chronologiques

Les techniciens de la Division des relevés hydrologiques connaissent depuis bien longtemps l'existence du barrage suspendu de Whitehorse. La figure 23 est une compilation des données chronologiques disponibles qui ont été obtenues à la section de Marwell. (Dans cette description, seule la partie du frasil accumulé sous forme de slush porte le nom de barrage de frasil; il n'est donc pas tenu compte du frasil pouvant avoir été incorporé au manteau glaciel thermique.) Ces données suggèrent trois principaux points : premièrement, qu'un barrage de frasil occupant 20 % à 40 % de l'aire de section transversale se forme tous les ans; deuxièmement, que la forme essentielle du barrage est constante d'une année à l'autre; et troisièmement, que le lit du fleuve proprement dit est stable dans le temps. À vrai dire, ce sont ces caractéristiques qui ont justifié cette étude.

Croissance et décroissance à Marwell

La figure 24 illustre les horizons de glace et de slush observés à la section de Marwell au cours de l'hiver 1983-1984. Les aires de section transversale et les conditions d'écoulement correspondantes sont énumérées au tableau 2. Il faut se souvenir que cette section a été fermée le 9 décembre. Au 15 décembre, le barrage avait atteint une aire de section transversale de 126 m^2 et il occupait plus de 40 % du chenal. Conformément aux données chronologiques, la plus grande accumulation de slush a été observée à la droite de l'écoulement principal, soit dans la partie la plus profonde du chenal et au-dessus d'un fond incliné. À cette époque la vitesse moyenne était de 0.73 m s^{-1}, soit une vitesse voisine de la vitesse critique (Tsang, 1982a) pour

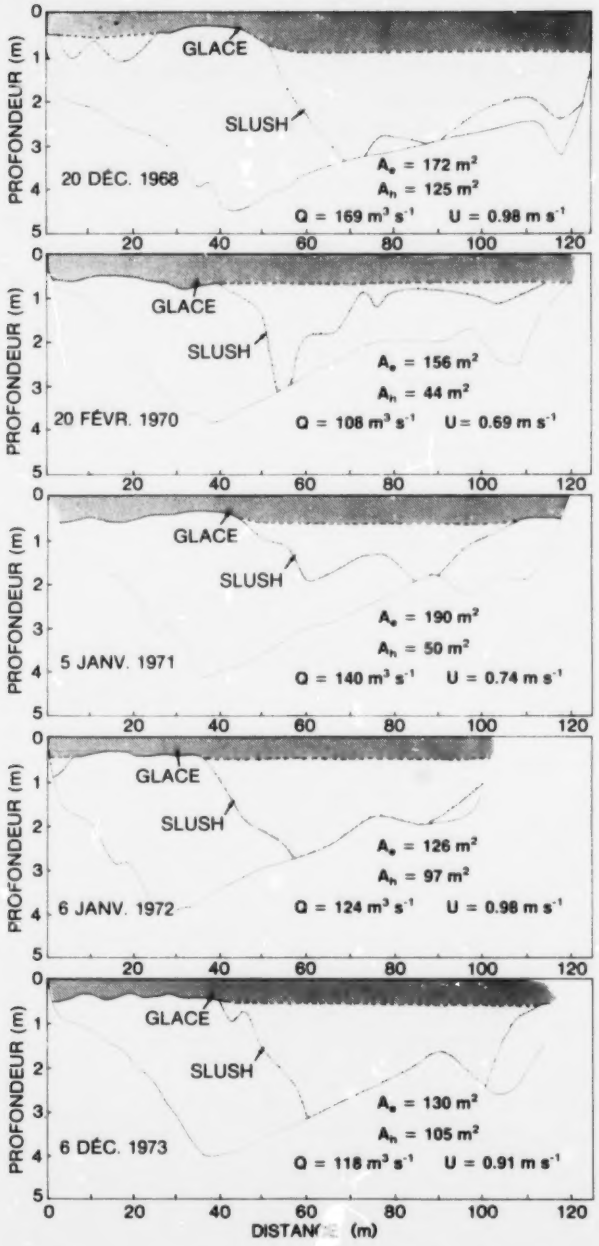


Figure 23. Profils chronologiques du barrage de frasil à Marwell.

le dépôt de la slush. À partir de ce moment, l'aire du barrage a diminué.

Le 7 janvier, l'aire de section transversale du barrage a diminué légèrement jusqu'à 100 m^2. Toutefois, en raison d'une baisse correspondante dans le niveau d'eau, le barrage a continué à occuper environ 40 % du chenal. La vitesse moyenne à cette époque était d'environ 0.9 m s^{-1}. À la même époque, la surface libre au-dessus de la section dans laquelle le frasil s'est formé a diminué pendant tout le mois de décembre. En raison de ceci, nous ne pouvons être certain si la croissance verticale du barrage a été restreinte par les conditions d'écoulement ou par une discontinuation des apports en frasil.

L'aire occupée par le barrage a continué à diminuer pendant tout le cycle hivernal, lentement pendant les mois de janvier et de février, puis rapidement en mars. La diminution aréolaire de milieu d'hiver peut avoir été causée à la section par la fonte, par le compactage des matériaux, ou encore par une forme quelconque de mouvement de masse. De plus amples travaux sont nécessaires pour résoudre cette question. Toutefois, la diminution rapide qui a été constatée en mars, découle nettement du réchauffement associé à l'insolation accrue.

Occurrence à travers le bief

L'étendue longitudinale du barrage de frasil, déterminée à partir de relevés effectués entre le 6 janvier et le 10 février, est indiquée à la figure 25. Le barrage a environ 6 km de longueur et occupe un volume de 0.6 x 10^6 m^3, ce qui équivaut à peu près au volume de la glace feuilletée. Comme la porosité de la slush n'est pas connue, le volume réel de la glace qui se trouve dans le barrage est aussi inconnu. Toutefois, en supposant que la glace fasse 50 % du mélange (Beltaos et Dean, 1981), la quantité de glace de frasil déposée à l'intérieur du bief est de 0.3 x 10^6 m^3.

CONDITIONS D'ÉCOULEMENT CONNEXES

La vitesse moyenne U à Marwell et le nombre de Froude correspondant $Fr = U\,(gh)^{-1/2}$ où g correspond à la gravité et h à la profondeur, sont indiqués à la figure 26. Les paramètres U et Fr sont des facteurs qui dépendent du temps. La vitesse moyenne oscille entre environ 0.7 et 0.9 m s^{-1}, tandis que le nombre de Froude oscille entre 0.18 et 0.26. Les deux paramètres atteignent des valeurs maximales au milieu de l'hiver.

La vitesse moyenne à Marwell en fonction des aires de section transversale du barrage de frasil et du chenal libre est indiquée à la figure 27. L'aire du barrage est la plus grande au moment de la prise des glaces (le 14 décembre), elle diminue à mesure que la vitesse moyenne atteint un maximum au milieu de l'hiver, puis elle continue à diminuer jusqu'à la débâcle. L'aire du chenal libre est la plus grande au moment de la prise des glaces et de la débâcle, et la plus petite au milieu de l'hiver lorsque les vitesses moyennes sont les plus grandes.

Une vue schématique du bief montrant la géométrie générale du barrage suspendu et des conditions d'écoule-

ment connexes est donnée à la figure 28. Dans la plupart des cas, la slush est absente dans l'axe du courant maximal; l'exception à ceci se produit dans BM. On ne sait pas très bien pourquoi le dépôt de frasil se produit au-dessus de la vitesse centrale à un endroit et non à l'autre.

CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES

On ne sait que très peu de choses concernant les propriétés physiques de la slush (p.ex., voir Beltaos et Dean, 1981). Ceci s'explique surtout parce qu'il est ex-

Tableau 2. Aires de section transversale et paramètres d'écoulement à Marwell

	Superficie (m^2)						
Date	Glace	Slush	Eau	Total	Superficie occupée sous la glace (%)	Vitesse moyenne ($m\ s^{-1}$)	Nombre de Froude
83-12-14	27	126	177	330	41.6	0.73	0.17
84-01-06	50	100	149	299	40.2	0.91	0.23
84-02-07	69	73	123	265	36.9	0.94	0.26
84-03-01	76	47	147	270	24.2	0.81	0.23
84-03-08	74	40	144	258	21.4	0.89	0.21
84-03-14	62	25	170	257	13.0	0.73	0.18

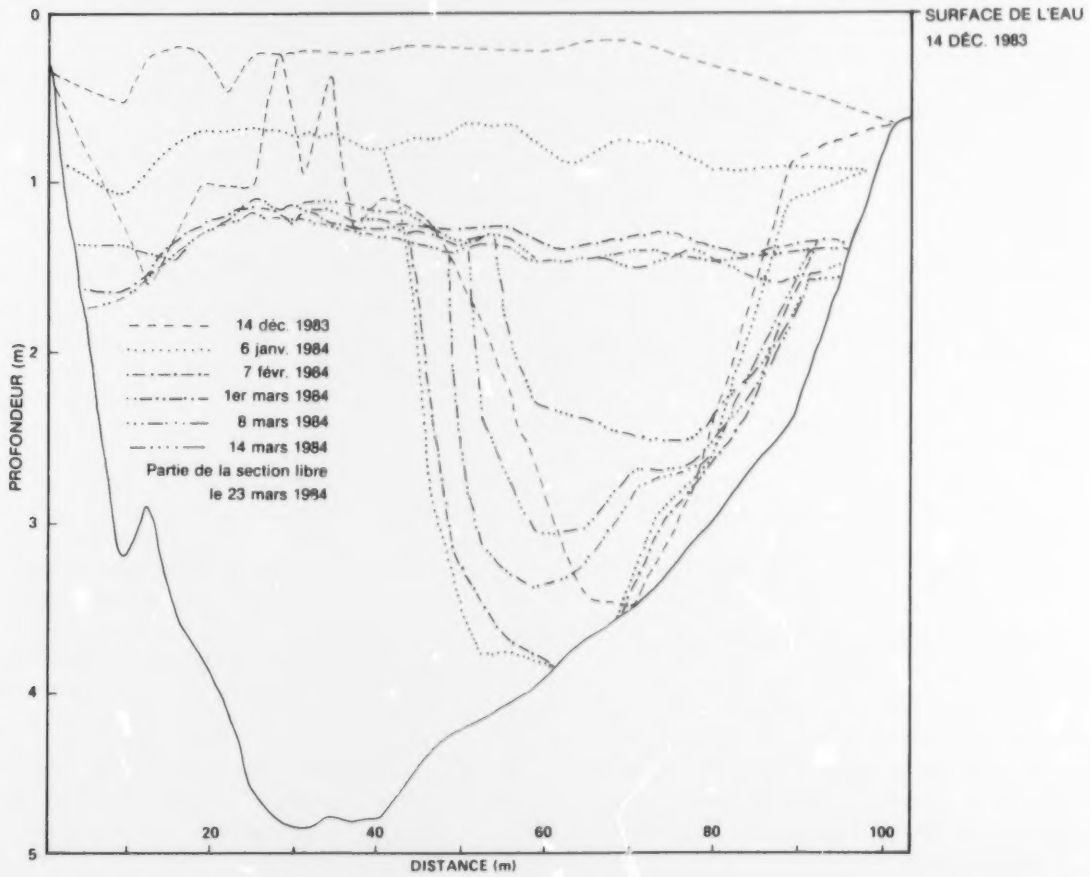


Figure 24. Profils latéraux du barrage de frasil à Marwell, montrant des horizons de glace et de slush.

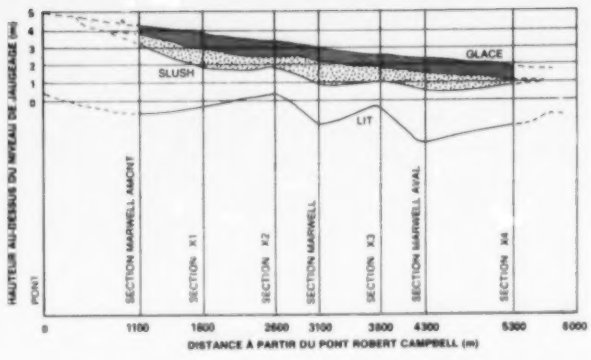


Figure 25. Profils longitudinaux du barrage de frasil le long du bief observé.

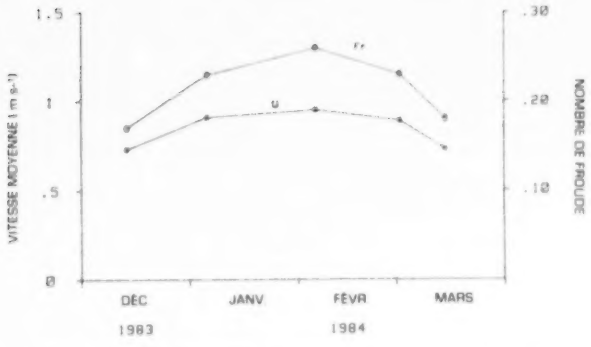


Figure 26. Vitesse moyenne à Marwell et nombre de Froude en fonction du temps.

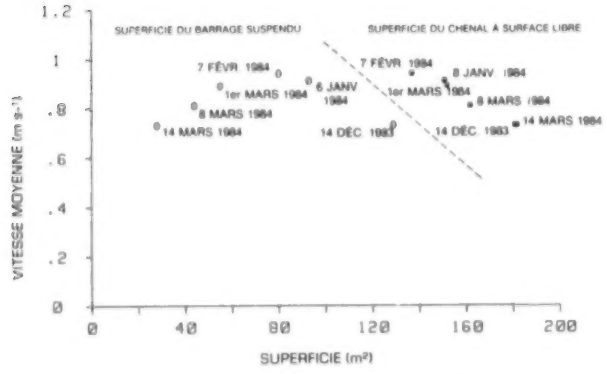


Figure 27. Vitesse moyenne à Marwell en fonction de l'aire du barrage suspendu et de l'aire du chenal libre.

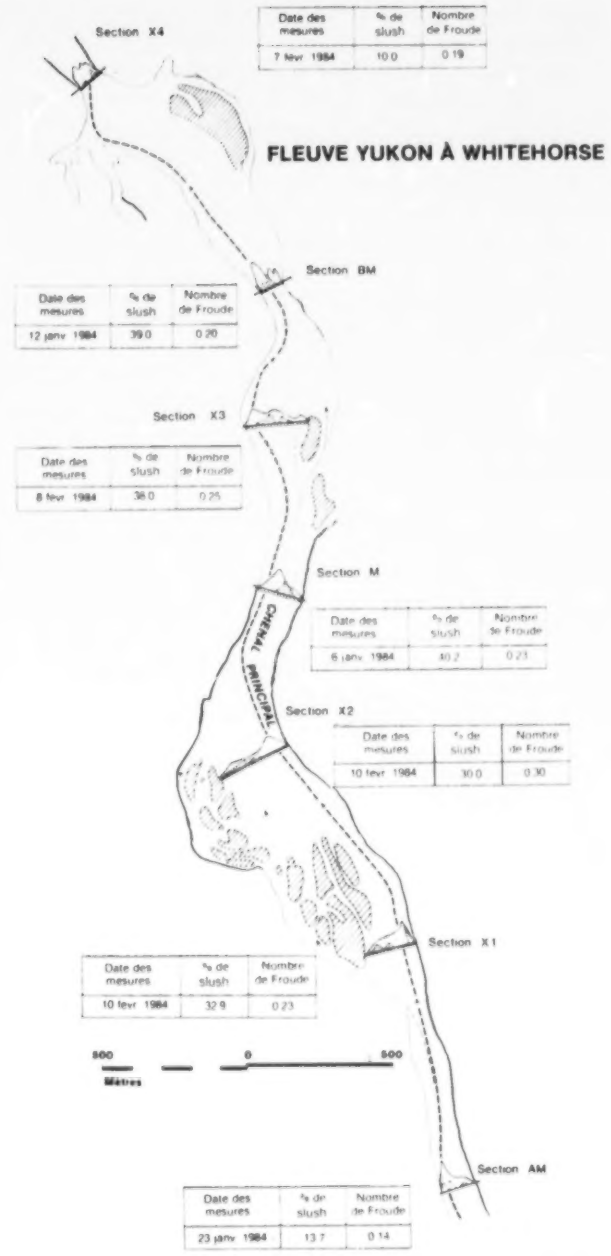


Figure 28. Schéma du dépôt du barrage de frasil.

trêmement difficile d'obtenir un échantillon non perturbé. L'objet de cette étude était de déterminer si oui ou non des variations spatio-temporelles significatives se sont produites dans les propriétés de la slush. C'est donc pour cette raison qu'une caractéristique physique très simple, la dureté relative, a été choisie pour examen.

Pour déterminer la dureté de la slush dans un profil vertical, un type d'appareil Rammsonde analogue au Rammsonde suisse qui est employé pour la dureté de la neige, a été mis au point (voir chapitre 2). L'appareil est formé d'une tige graduée munie d'un mouton (rondelle de hockey) à une extrémité et d'un poids d'impact à l'autre.

Pour faire fonctionner la sonde, une tranchée, dont la longueur atteint généralement 1 m de longueur, a été pratiquée dans le manteau glaciel de manière à permettre de déplacer latéralement le mouton. Celui-ci a été descendu soigneusement à travers le manteau jusqu'à ce que la slush supporte son poids, habituellement aux environs de la marque du demi-mètre. La marque au niveau de l'eau a été relevée et le poids a ensuite été lâché; une deuxième lecture a été faite au niveau de l'eau pour donner la pénétration. L'assemblage a ensuite été déplacé latéralement jusque dans une position où la slush sous-jacente était encore intacte, puis le processus a été répété jusqu'à temps que la slush ne soutienne plus l'assemblage.

Un calcul de la dureté relative, N, a été fait à l'aide de la même formule qui est appliquée au Rammsonde suisse pour la neige :

$$N = K(h/Z) + M$$

où h = hauteur de chute
Z = pénétration
M = masse totale
K = un paramètre donné par Bader et coll. (1939) :

$$K = m[m(M-m)(1+j)^2 + (m-j)(M-m)^2]/M^2$$

où m = masse du poids
j = coefficient d'efficacité dans les collisions qui équivaut approximativement à 0.5.

Même si cet appareillage est facile à utiliser, il possède des limites, surtout en raison du fait qu'il devient très difficile à déplacer latéralement lorsque la profondeur dépasse environ 1.5 m. Dans cette étude, cet aspect n'a pas posé de graves problèmes parce que la slush située au-delà de cette profondeur n'opposait aucune résistance au mouton, si bien qu'elle se trouvait au-delà de l'intervalle de sensibilité. L'application de ce dispositif semble assez prometteuse en tant qu'outil de cartographie et il ne fait aucun doute que lorsqu'il sera mieux conçu sa portée augmentera.

Les profils ainsi obtenus (figure 29) doivent être considérés avec réserve, mais ils permettent tout de même de croire qu'il existe un profil vertical cohérent de dureté, avec une dureté définie maximale se produisant à mi-chemin de la profondeur. De tels changements dans la résistance à la pénétration à des points précis de la verticale constituent un phénomène bien connu de ceux qui ont dû monitorer l'écoulement de cours d'eau dans lesquels se forment de gros barrages suspendus. À certains endroits, la slush est parfois si durement compactée que la seule façon d'introduire l'appareil de mesure est de forcer un passage à l'aide d'un pieu à slush, habituellement improvisé à partir d'un tronc d'arbre du voisinage.

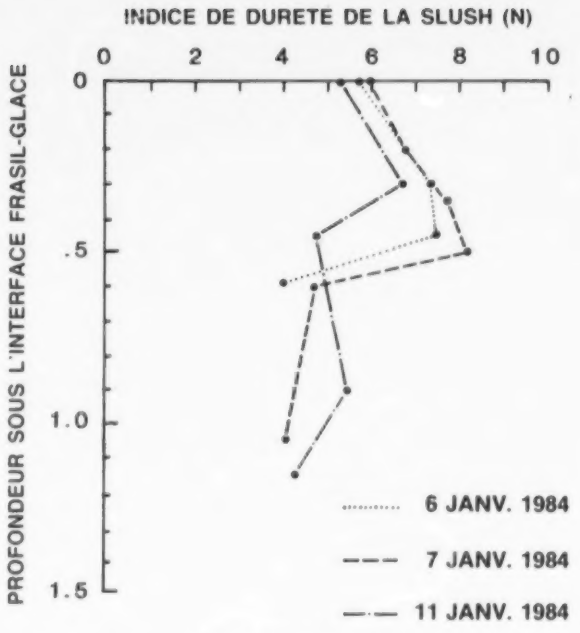


Figure 29. Dureté de la slush en fonction de la profondeur.

Outre les gradients verticaux de dureté, on sait depuis longtemps que la dureté de la slush évolue avec le temps. Par exemple, le 10 décembre une tentative a été faite pour essayer la dureté de la slush adhérant au manteau nouvellement formé. À cette époque, la slush présentait l'aspect de la ouate et n'opposait aucune résistance mesurable. De plus, à la fin de l'hiver, la slush est toujours beaucoup plus facile à pénétrer qu'au milieu de l'hiver. Les processus d'évolution métamorphique qui se produisent à l'intérieur des barrages de frasil ne sont pas bien compris et feront l'objet d'études plus poussées dans l'avenir.

PROPRIÉTÉS OPTIQUES

La quantité de rayonnement solaire pénétrant un manteau glaciel ou un manteau combiné de neige ou de glace est importante tant pour des raisons physiques que biologiques. Par exemple, les échanges de chaleur, particulièrement au moment de la débâcle, sont fortement affectés par la façon dont le rayonnement à ondes courtes interagit avec le manteau glaciel. En outre, la baisse de concentration de l'oxygène dissous qui est fréquemment observée dans les cours d'eau gelés peut être due, en partie, à l'atténuation de la lumière par le manteau glaciel et le manteau nival ainsi que par la réduction subséquente du phénomène de photosynthèse.

La quantité de lumière qui atteint l'eau sous-jacente varie en fonction de l'albédo de surface, α, et l'atténuation de la lumière à l'intérieur du milieu telle qu'exprimée par un coefficient d'extinction, k. Des travaux antérieurs (Maguire, 1975; Grenfell et Maykut, 1977) ont clairement démontré que la neige possédait un effet bien plus grand sur la pénétration de la lumière que ce n'est le cas pour de la glace claire, soit un facteur de 20 et plus. Toutefois, au moment de cette étude, aucune information ne pouvait encore être trouvée concernant les caractéristiques de transmission d'une slush renfermant un barrage de frasil.

Le 8 mars, un relevé a été effectué pour comparer le coefficient d'extinction générale de la lumière dans la slush à celui de l'eau sous-jacente à la même glace feuilletée. Ce jour-là, le soleil brillait à une altitude de 20° et le manteau nival régressait rapidement. Un détecteur de quantum fabriqué par Lambda Instruments a été employé pour mesurer le rayonnement dans la bande 400-700 nm. Des mesures ont été prises dans 30 trous différents à travers la section de Marwell. Des lectures effectuées au-dessus de la glace ont été prises du rayonnement à ondes courtes d'entrée, Φ_{si}, et de sortie, Φ_{so}, afin de déterminer le bilan du rayonnement à ondes courtes, $\Phi_{sn} = \Phi_{si} - \Phi_{so}$, ainsi que l'albédo, $\alpha = \Phi_{so}/\Phi_{si}$. Des lectures ont été pratiquées sous l'eau à des profondeurs de 0, 0.25 et 0.50 m sous la glace feuilletée. Au moment où les mesures ont été prises, l'épaisseur du manteau nival oscillait entre 0.05 et 0.10 m tandis que l'épaisseur de la glace feuilletée se situait en moyenne aux environs de 0.5 m.

L'albédo à travers la section était très variable, sa moyenne s'établissant à environ 0.70 aux stations situées au-dessus du barrage de slush, à environ 0.64 aux stations situées au-dessus de l'écoulement principal et à environ 0.50 aux stations soumises à un écoulement supraglaciel. On peut donc présumer que les valeurs plus élevées de l'albédo au-dessus du barrage suspendu, qui sont caractéristiques d'une neige froide et sèche, sont dues à l'effet isolant de la slush sous-jacente.

Il a été constaté que l'effet d'atténuation moyenne du manteau nival et du manteau glaciel combinés, donné comme la proportion de la quantité de rayonnement absorbé par rapport au rayonnement pénétrant dans le manteau glaciel par le haut, s'établissait à une moyenne d'environ 0.80. En outre, une variation transversale a été notée avec de plus fortes valeurs du rapport d'atténuation constaté aux sites situés en amont du barrage de slush probablement parce qu'à cet endroit, le manteau nival était plus épais et plus sec.

La figure 30 montre des profils verticaux du rayonnement solaire. Ici, la profondeur 0 est considérée comme la limite inférieure de la glace feuilletée. À des fins de comparaison, les profils ont été normalisés en fonction de la proportion de lumière qui pénètre dans le manteau. Une distinction est faite entre les profils obtenus dans le milieu de slush et ceux obtenus dans l'eau. Le coefficient d'extinction k est défini d'après

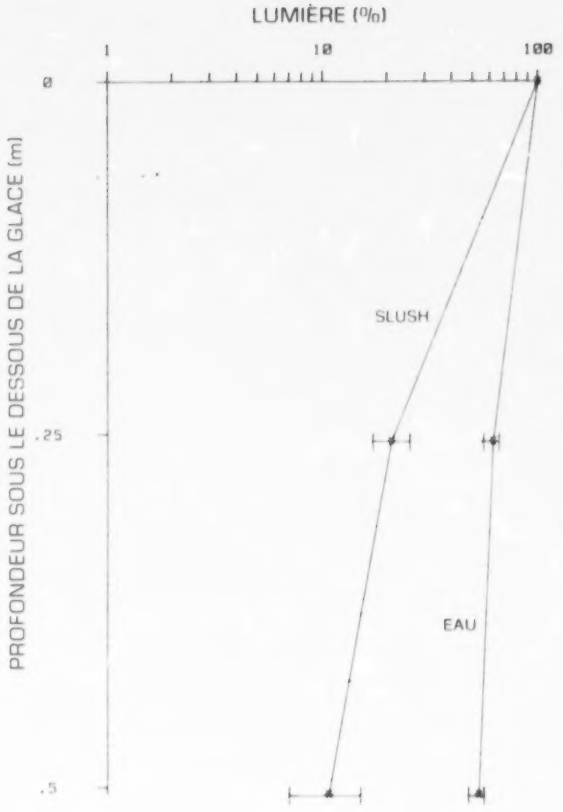


Figure 30. Profils du rayonnement solaire.

$$\Phi(z) = \Phi_{sb}\, e^{-kz}$$

où $\Phi(z)$ = intensité lumineuse à une profondeur donnée

Φ_{sb} = intensité lumineuse à la limite inférieure de la glace feuilletée

Il a été constaté que ce coefficient s'établissait en moyenne à environ 1.4 pour l'eau fluviale et à 5.1 pour la slush. Cette valeur pour le coefficient d'extinction de la slush est voisine de celle qui a été observée pour la glace blanche de mer et de lac par Grenfell et Maykut (1977) et Adams (1978), respectivement.

À partir des observations qui précèdent, la hiérarchie suivante du rayonnement peut être présentée en tant que moyenne sur l'ensemble de la section pour les conditions qui règnent au début de la débâcle : en commençant avec 100 unités dans le rayonnement solaire incident, environ 65 unités seront réfléchies, des 35 unités restantes, 28 seront atténuées à l'intérieur du manteau glaciel et nival combinés, tandis que 7 unités entreront dans le milieu sous-jacent (c.-à-d. la slush ou l'eau fluviale). Le milieu de slush est particulièrement opaque puisque plus de 99 % du rayonnement qui y pénètre est absorbé dans le premier mètre. Il semble donc que les barrages de frasil puissent exercer un effet extrêmement important sur le climat d'éclairement sous-marin des cours d'eau nordiques.

PERCOLATION

Comme la présence des barrages suspendus contribue à étrangler l'écoulement, certains chercheurs ont avancé l'idée qu'une portion appréciable de l'écoulement pourrait filtrer à travers la matrice de slush (p.ex. voir Chin, 1966). Ainsi, puisque le but de la Division des relevés hydrologiques du Canada est de mesurer le débit des cours d'eau avec une précision de ± 5 %, même de petites quantités d'eau percolant à travers les barrages suspendus pourraient nuire à la construction des hydrographes d'hiver.

Le débit du barrage aux rapides de Whitehorse est monitoré par la CHNC et il n'y a aucun débit entrant supplémentaire entre le barrage et le bief observé. Par conséquent, pour faire un essai de percolation, une comparaison a été faite entre les résultats des mesures de débit à l'intérieur du bief et ceux qui ont été observés aux rapides de Whitehorse en supposant que toute différence entre les deux valeurs serait due à la percolation de l'eau à travers le barrage suspendu.

Tableau 3. Comparaison des mesures de débit

Date	Section	Q CHNC ($m^3 s^{-1}$)	Q mesuré ($m^3 s^{-1}$)	Différence (%)
83-12-14	M	133	133	0.0
84-01-06	M	138	138	0.0
84-01-12	BM	137	133	2.9
84-01-23	AM	130	130	0.0
84-02-07	M	124	129	3.9
84-02-10	X2	132	128	3.0
84-02-17	X4	142	139	2.1
84-03-01	M	139	135	2.9
84-03-08	M	129	132	2.3
84-03-14	M	132	133	0.8
84-03-16	BM	135	138	2.2

Note : Q = débit.

Les résultats sont donnés au tableau 3 pour 11 comparaisons faites pendant tout le cycle hivernal. À aucun moment la différence n'aura été supérieure à 4 %, ce qui respecte les conditions de précision. Nous n'avons donc constaté aucune percolation à travers le barrage de frasil à Whitehorse. L'absence de débit appréciable à travers l'accumulation de frasil correspond aux très faibles perméabilités mesurées par Beltaos et Dean (1981).

Considérations sur le bilan thermique

Les objectifs de ce chapitre sont de documenter les conditions météorologiques observées pendant l'hiver 1983-1984 et de concilier les distributions glacielles observées avec les calculs de bilan thermique.

OBSERVATIONS MÉTÉOROLOGIQUES

Les figures 31 à 36 montrent la température de l'air, la vitesse du vent, la pression barométrique, l'humidité relative, le bilan du rayonnement à ondes courtes et la couverture nuageuse, respectivement. Les valeurs quotidiennes sont résumées au tableau 4. Comme ces données vont généralement de soi, nous pouvons passer aux calculs du bilan thermique.

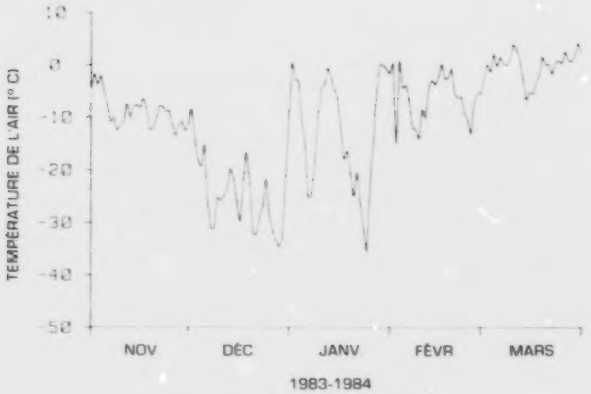


Figure 31. Température de l'air.

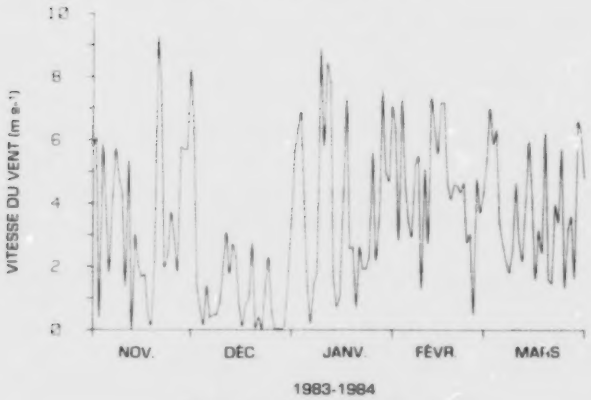


Figure 32. Vitesse du vent.

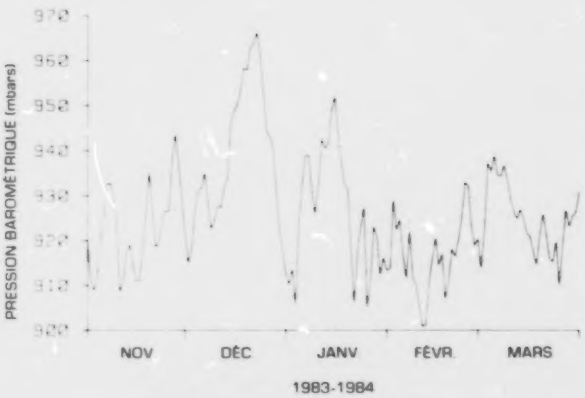


Figure 33. Pression barométrique.

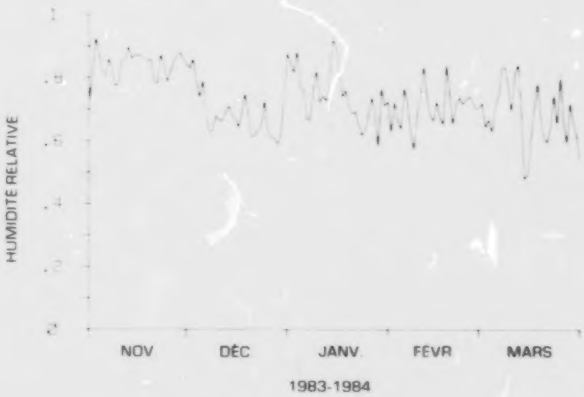


Figure 34. Humidité relative.

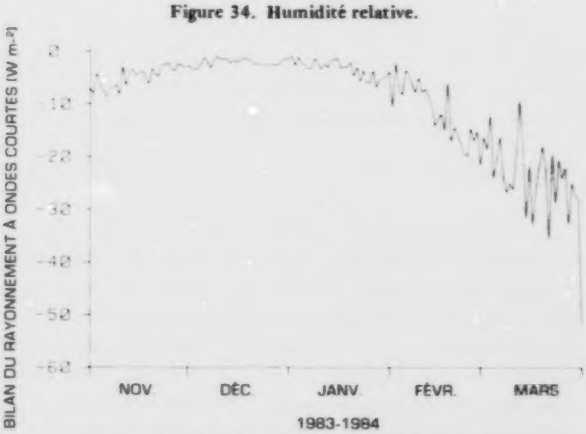


Figure 35. Bilan du rayonnement à ondes courtes.

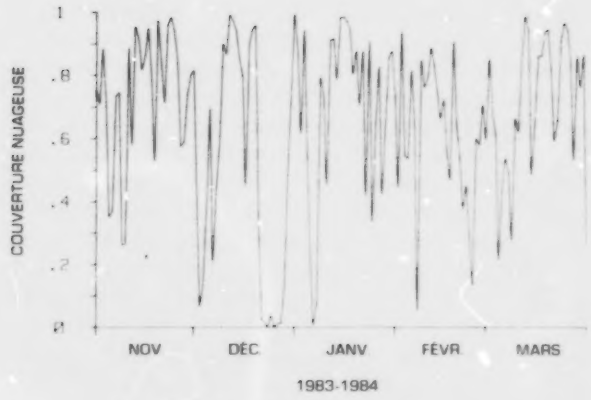


Figure 36. Couverture nuageuse.

CONSIDÉRATIONS FONDAMENTALES

Envisageons le bief qui va de la sortie d'eau du barrage de la CHNC jusqu'à la queue du barrage de frasil (à peu près la section X4). La vitesse de production de la glace peut alors être exprimée par

$$dM_i/dt = (\Phi_t A_f) L_i$$

où M_i = masse de glace
Φ_t = flux de chaleur total
A_f = superficie dans l'eau
L_i = chaleur latente de fusion (334×10^3 J/kg)

Le flux de chaleur total est donné par

$$\Phi_t = \Phi_a + \Phi_s + \Phi_f + \Phi_g + \Phi_p$$

où Φ_a = flux thermique net d'advection
Φ_s = flux thermique de surface
Φ_f = réchauffement par frottement
Φ_g = réchauffement au contact du lit du fleuve (c.-à-d. flux thermique par le fond et par le débit entrant d'eau souterraine)
Φ_p = flux thermique dû à la chute de neige.

(Voir figure 37.)

Dans la portion d'eau libre du bief, le flux thermique de surface est de loin l'élément le plus important. Toutefois, dans la portion englacée, c'est le manteau qui isole l'eau contre le flux thermique de surface, tandis que les flux thermiques dus au frottement et au contact avec le fond peuvent devenir importants. Ce n'est qu'au début de la prise des glaces que le terme advection prend tout son sens, lorsque la glace descendante est écartée du bief par advection et pendant la débâcle, lorsque l'eau plus chaude qui est libérée par le barrage peut fournir la chaleur nécessaire à la fusion de la glace.

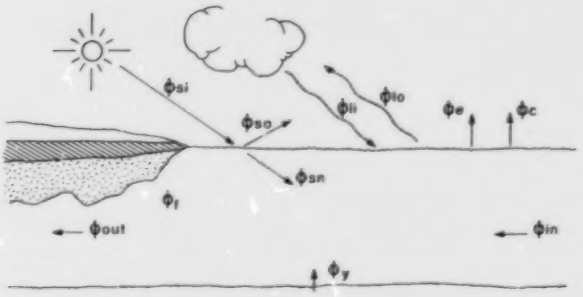


Figure 37. Schéma des paramètres du bilan thermique.

CALCULS DES FLUX THERMIQUES

Flux thermique de surface

Le flux thermique de surface est donné par

$$\Phi_s = \Phi_{sn} + \Phi_{lo} + \Phi_{li} + \Phi_e + \Phi_c$$

où Φ_{sn} = bilan du rayonnement à ondes courtes
Φ_{lo} = rayonnement à grandes ondes de sortie
Φ_{li} = rayonnement à grandes ondes d'entrée
Φ_e = flux thermique par évaporation
Φ_c = flux thermique par conduction.

Toutes les valeurs sont données en unités de Wm^{-2}; une valeur positive du flux thermique sert de flux remontant à partir de la surface de l'eau.

Le bilan du rayonnement à ondes courtes (Φ_{sn}) a été calculé au moyen des mesures du rayonnement à ondes courtes d'entrée (Φ_{si}) prises à l'aéroport, à environ 1 km du bief observé :

$$\Phi_{sn} = \Phi_{si} (1 - \alpha) \qquad \text{(gain)}$$

où l'albédo α est égal à 0.08 (Grenfell et Maykut, 1977).

Le rayonnement à grandes ondes de sortie (Φ_{lo}) a été calculé d'après la loi de Stefan-Boltzmann :

$$\Phi_{lo} = e\,\sigma\,(T_w + 273.1)^4 \qquad \text{(perte)}$$

où T_w = température de l'eau
e = émissivité (0.97)
σ = constante de Stefan-Boltzmann (5.699×10^{-8} Wm^{-2}).

Tableau 4. Observations météorologiques

Date	T_a (°C)	T_w (°C)	P (P_a)	RH (%)	Φ_{si} (W m^{-2})	W (m s^{-1})	C_L (en dixièmes)
83-11-01	- 4.4	0.28	919.6	72	7.8	5.8	0.8
83-11-02	- 1.7	0.18	910.9	82	8.7	6.1	0.7
83-11-03	- 3.6	0.22	909.0	92	4.7	0.4	0.9
83-11-04	- 2.0	0.15	912.4	87	6.7	5.9	0.7
83-11-05	- 5.1	0.14	921.0	82	8.2	3.9	0.4
83-11-06	- 7.7	0.00	925.9	81	9.4	1.8	0.4
83-11-07	- 10.8	0.00	932.7	86	7.8	4.2	0.7
83-11-08	- 10.0	0.00	932.7	83	7.5	5.8	0.7
83-11-09	- 12.4	0.00	929.0	77	6.9	4.8	0.3
83-11-10	- 11.2	0.00	923.7	79	8.9	4.3	0.3
83-11-11	- 10.9	0.00	908.7	85	3.2	1.4	0.9
83-11-12	- 7.5	0.00	911.2	86	7.0	5.4	0.6
83-11-13	- 9.9	0.00	917.6	90	4.4	0.0	1.0
83-11-14	- 7.8	0.00	919.0	86	3.7	3.0	0.9
83-11-15	- 7.6	0.00	914.5	87	4.9	2.0	0.8
83-11-16	- 8.1	0.00	911.0	87	4.5	1.7	0.9
83-11-17	- 6.5	0.00	911.1	88	4.1	1.7	1.0
83-11-18	- 8.0	0.00	918.4	86	5.3	0.5	0.8
83-11-19	- 12.4	0.00	926.5	85	6.7	0.1	0.5
83-11-20	- 11.9	0.00	934.8	86	3.6	2.2	1.0
83-11-21	- 10.5	0.00	926.5	79	4.7	9.2	0.8
83-11-22	- 7.8	0.00	918.6	78	5.1	7.5	0.7
83-11-23	- 7.9	0.00	919.6	87	2.7	2.0	1.0
83-11-24	- 8.8	0.00	925.1	84	2.8	2.3	1.0
83-11-25	- 8.7	0.00	926.5	79	2.4	3.7	0.9
83-11-26	- 11.2	0.00	926.7	82	3.7	3.0	0.8
83-11-27	- 13.5	0.00	938.3	86	4.0	1.8	0.6
83-11-28	- 11.4	0.00	943.4	87	2.6	5.8	0.6
83-11-29	- 10.8	0.00	936.7	88	3.0	5.7	0.7
83-11-30	- 12.5	0.00	929.6	86	3.2	5.7	0.8
83-12-01	- 11.3	0.00	921.2	84	3.0	8.2	0.8
83-12-02	- 8.4	0.00	915.2	83	3.3	6.5	0.4
83-12-03	- 14.1	0.00	918.3	86	3.7	1.4	0.1
83-12-04	- 18.1	0.00	926.5	79	3.6	0.7	0.1
83-12-05	- 19.4	0.00	931.1	74	0.0	0.1	0.4
83-12-0	- 15.2	0.00	931.7	79	1.3	1.4	0.7
83-12-07	- 26.3	0.00	934.8	67	0.7	0.4	0.2
83-12-08	- 31.2	0.00	928.6	63	3.4	0.5	0.4
83-12-09	- 31.1	0.00	922.7	63	1.9	0.5	0.6
83-12-10	- 25.3	0.00	924.3	68	1.1	0.8	0.9
83-12-11	- 25.7	0.00	927.6	67	1.7	2.0	0.9
83-12-12	- 25.0	0.00	927.4	66	1.7	3.1	1.0
83-12-13	- 23.5	0.00	931.9	69	1.6	1.8	1.0
83-12-14	- 19.7	0.00	933.5	71	2.4	2.7	0.9
83-12-15	- 21.5	0.00	945.8	68	1.9	2.3	0.9
83-12-16	- 26.0	0.00	948.9	67	2.2	0.8	0.8
83-12-17	- 29.9	0.00	950.2	64	3.1	0.1	0.5
83-12-18	- 22.1	0.00	953.2	69	1.3	0.8	0.9
83-12-19	- 16.6	0.00	958.3	75	1.7	1.0	0.9
83-12-20	- 22.3	0.00	958.0	68	1.8	2.8	1.0

Note : T_a = température de l'air
T_w = température de l'eau
P = pression barométrique
RH = humidité relative
Φ_{si} = rayonnement à ondes courtes d'entrée
W = vitesse du vent
C_L = couverture nuageuse

Tableau 4 (suite)

Date	T_a (°C)	T_w (°C)	P (P_a)	RH (%)	Φ_{si} (W m^{-2})	W (m s^{-1})	C_L (en dixièmes)
83-12-21	- 32.1	0.00	963.1	61	2.7	0.0	0.4
83-12-22	- 32.4	0.00	963.8	62	2.5	0.4	0.0
83-12-23	- 29.0	0.00	966.1	64	2.7	0.0	0.0
83-12-24	- 26.9	0.00	961.4	65	2.8	1.4	0.0
83-12-25	- 21.8	0.00	953.5	72	3.0	2.3	0.0
83-12-26	- 28.5	0.00	944.2	63	3.0	0.6	0.0
83-12-27	- 31.6	0.00	943.1	61	2.8	0.0	0.0
83-12-28	- 33.3	0.00	940.9	61	2.8	0.0	0.0
83-12-29	- 34.6	0.00	931.6	59	2.8	0.0	0.1
83-12-30	- 33.1	0.00	922.6	62	1.8	0.1	0.5
83-12-31	–	0.00	–	–	–	–	0.8
84-01-01	- 10.2	0.00	912.6	87	1.5	3.3	1.0
84-01-02	0.5	0.00	910.3	85	1.1	5.6	0.9
84-01-03	-2.7	0.00	913.5	82	2.8	6.3	0.6
84-01-04	- 3.1	0.00	906.0	88	1.2	6.9	0.9
84-01-05	- 10.8	0.00	924.2	77	2.4	4.1	0.6
84-01-06	- 15.0	0.00	932.9	77	2.7	1.4	0.2
84-01-07	- 25.2	0.00	939.0	67	3.5	0.2	0.0
84-01-08	- 24.9	0.00	938.7	67	3.6	1.5	0.1
84-01-09	- 18.6	0.00	930.9	76	1.5	1.8	0.8
84-01-10	-9.5	0.00	926.1	82	2.5	8.9	0.7
84-01-11	-4.4	0.00	933.0	72	3.6	5.8	0.5
84-01-12	-3.7	0.00	942.4	74	2.6	8.5	0.9
84-01-13	-0.5	0.00	940.6	73	3.2	7.9	0.9
84-01-14	-2.5	0.00	941.8	81	1.8	1.6	0.8
84-01-15	-4.7	0.00	949.1	92	1.6	0.7	1.0
84-01-16	-6.3	0.00	951.7	90	1.5	1.1	1.0
84-01-17	- 12.1	0.00	944.2	83	3.4	4.3	1.0
84-01-18	- 18.0	0.00	937.4	74	3.1	7.3	0.9
84-01-19	- 16.4	0.00	932.0	76	3.4	2.6	0.8
84-01-20	- 20.5	0.00	931.7	71	2.2	2 6	0.9
84-01-21	- 25.2	0.00	918.0	69	5.1	0.7	0.7
84-01-22	- 20.5	0.00	906.2	69	3.4	2.6	0.9
84-01-23	- 26.4	0.00	917.7	65	6.1	1.9	0.4
84-01-24	- 31.0	0.00	923.2	62	4.0	1.9	0.9
84-01-25	- 35.6	0.00	927.2	63	6.5	2.3	0.3
84-01-26	- 22.9	0.00	905.3	68	6.4	5.6	0.7
84-01-27	- 14.6	0.00	911.5	74	4.0	2.2	0.8
84-01-28	-5.0	0.00	922.9	68	7.4	3.4	0.4
84-01-29	0.2	0.00	920.7	58	5.7	7.5	0.6
84-01-30	-0.1	0.00	912.4	76	5.7	5.0	0.9
84-01-31	-0.8	0.00	916.0	71	5.2	4.7	0.9
84-02-01	-1.7	0.00	913.4	72	4.2	7.1	0.7
84-02-02	0.4	0.00	913.8	63	11.4	6.4	0.4
84-02-03	- 14.9	0.00	928.8	72	2.5	2.8	0.9
84-02-04	0.9	0.00	922.4	67	7.9	7.3	0.5
84-02-05	-4.4	0.00	924.4	64	9.0	4.6	0.5
84-02-06	-3.9	0.00	916.6	76	2.1	3.4	0.8
84-02-07	-6.5	0.00	911.7	72	2.4	2.9	0.7
84-02-08	- 11.9	0.00	922.0	62	2.4	5.2	0.1
84-02-09	- 12.4	0.00	911.5	58	8.4	5.5	0.9
84-02-10	- 14.1	0.00	910.0	69	5.5	1.3	0.8

Tableau 4 (suite)

Date	T_a (°C)	T_w (°C)	P (P_a)	RH (%)	Φ_{si} (W m^{-2})	W (m s^{-1})	C_L (en dixièmes)
84-02-11	-8.5	0.00	905.6	74	8.3	5.1	0.8
84-02-12	- 10.1	0.00	900.9	83	7.9	2.7	0.9
84-02-13	-4.2	0.00	901.2	74	9.3	7.4	0.8
84-02-14	-2.9	0.00	910.9	68	11.2	6.4	0.7
84-02-15	- 3.8	0.00	916.0	66	15.4	5.6	0.7
84-02-16	-2.2	0.00	920.4	72	14.0	7.2	0.7
84-02-17	0.2	0.00	914.5	67	13.0	7.2	0.6
84-02-18	-2.7	0.00	916.9	65	16.3	4.6	0.5
84-02-19	-2.4	0.00	907.1	84	6.6	4.1	0.9
84-02-20	-0.8	0.00	911.2	75	18.6	4.6	0.6
84-02-21	-5.5	0.00	918.0	65	15.7	4.6	0.5
84-02-22	-6.2	0.00	916.4	72	17.3	4.3	0.4
84-02-23	-6.0	0.00	920.2	74	19.0	4.7	0.5
84-02-24	-9.0	0.00	924.9	72	21.1	2.8	0.3
84-02-25	- 10.5	0.00	932.8	73	21.6	3.0	0.1
84-02-26	- 13.1	0.00	932.0	74	15.9	0.5	0.6
84-02-27	-6.9	0.00	922.8	72	18.4	4.8	0.6
84-02-28	-5.6	0.00	918.9	70	16.6	3.7	0.7
84-02-29	-5.4	0.00	920.2	70	23.5	4.3	0.6
84-03-01	-2.4	0.01	914.0	72	17.8	5.3	0.9
84-03-02	0.2	0.01	922.9	64	20.2	7.0	0.7
84-03-03	-1.3	0.01	937.0	67	13.2	5.9	0.6
84-03-04	2.1	0.01	935.5	63	26.0	6.3	0.2
84-03-05	-0.3	0.01	938.7	71	22.3	3.4	0.4
84-03-06	1.4	0.01	934.5	74	17.7	2.7	0.5
84-03-07	0.2	0.02	934.4	83	25.8	2.2	0.5
84-03-08	-0.1	0.02	936.6	83	29.1	1.8	0.3
84-03-09	1.0	0.02	933.3	77	27.3	2.5	0.7
84-03-10	3.9	0.03	929.1	70	28.5	4.7	0.6
84-03-11	3.1	0.03	926.4	81	20.9	2.8	0.9
84-03-12	1.0	0.04	924.8	84	10.0	2.2	1.0
84-03-13	-2.4	0.03	926.8	70	19.9	4.1	0.9
84-03-14	-6.7	0.03	924.8	48	34.4	6.0	0.5
84-03-15	-5.3	0.03	921.5	49	23.7	4.1	0.6
84-03-16	-5.4	0.02	920.8	61	35.6	1.6	0.9
84-03-17	-3.2	0.03	917.3	71	28.1	3.2	0.9
84-03-18	-2.1	0.03	914.6	78	23.6	2.4	0.9
84-03-19	1.6	0.04	921.7	67	19.7	6.2	0.9
84-03-20	0.1	0.04	925.7	61	24.1	1.6	0.8
84-03-21	0.2	0.05	921.1	60	38.6	1.5	0.6
84-03-22	-1.7	0.06	915.8	65	21.3	4.0	0.7
84-03-23	0.5	0.06	915.3	74	31.4	3.4	0.9
84-03-24	0.9	0.08	919.6	65	22.4	5.7	1.0
84-03-25	0.3	0.09	910.2	80	26.2	1.3	0.9
84-03-26	2.6	0.14	919.6	66	24.0	3.2	0.8
84-03-27	1.0	0.17	926.6	59	35.6	3.6	0.5
84-03-28	0.7	0.27	923.1	72	27.3	1.6	0.9
84-03-29	2.0	0.58	925.4	65	29.6	6.6	0.8
84-03-30	4.2	0.68	926.3	61	30.6	6.2	0.9
84-03-31	2.5	0.84	930.7	54	56.5	4.8	0.3

Le rayonnement à grandes ondes d'entrée (Φ_{li}) a été calculé à partir de la formule d'Anderson (1954) :

$$\Phi_{li} = -5.74 \times 10^{-8} (C_1 + C_2 e_a) (T_a + 273)^4 \quad \text{(gain)}$$

où T_a = température de l'air
e_a = pression de la vapeur atmosphérique en millibars
C_1 = constante donnée par $0.7432 + 0.0514C_L + 0.0694C_L^2$
C_2 = constante donnée par $0.0044 + 0.0010C_L - 0.0271C_L^2$ où C_L = couverture nuageuse en dixièmes.

Les valeurs de Φ_e et Φ_c ont été calculées d'après la formule donnée par Fisher et coll. (1979) :

$$\Phi_e = 2.86 W (e_{sw} - e_a)$$

et

$$\Phi_c = 1.94 W (T_w - T_a)$$

où W = vitesse du vent en mètres par seconde
e_{sw} = tension de vapeur à saturation en millibars (voir annexe B)
e_a = tension de vapeur atmosphérique en millibars.

Flux thermique d'advection

Si la température ou la concentration glacielle de l'eau qui pénètre dans le bief est différente de celle qui règne à la sortie du bief, il existe un flux thermique d'advection. En supposant un débit constant du cours d'eau, Q, le flux thermique net d'advection pour l'ensemble du bief est donné par

$$\Phi_a = Q \rho[C_p (T_{in} - T_{out}) - L_i (C^*_{in} - C^*_{out})]$$

où ρ = densité de l'eau (999.868 kg/m^3)
C_p = chaleur spécifique (4217.4 J/kg °C)
T_{in} = température de l'eau à l'entrée du bief
T_{out} = température de l'eau à la sortie du bief
L_i = chaleur latente de fusion
C^*_{in} = concentration de la glace à l'entrée du bief
C^*_{out} = concentration de la glace à la sortie du bief.

Cette équation spécifie que si l'eau à l'entrée du bief est plus chaude que celle qui en sort, c'est qu'il existe un flux thermique positif dans le bief. De la même façon, s'il sort plus de glace qu'il en entre dans le bief, c'est qu'il existe aussi un flux thermique positif. Bien que cette quantité ne soit pas mesurée ici, cette variable est supposée négligeable pendant l'hiver.

Réchauffement dû au frottement

Le réchauffement dû au frottement peut devenir important sur un long bief comme mode de dissipation de la glace, particulièrement si le cours d'eau possède une pente forte ou si la limite est rugueuse. Tsang (1982a) donne une formule dimensionnelle pour le réchauffement dû au frottement :

$$\Phi_f = 9808 Q S/b \text{ (en W m}^{-2}\text{)}$$

où S = pente de la ligne d'eau
b = largeur du fleuve.

Lorsqu'elle est évaluée pour des valeurs caractéristiques du débit et de la pente du fleuve Yukon à Whitehorse, cette expression donne des valeurs de l'ordre de 5 W m^{-2}, ce qui est relativement faible si l'on compare aux variables du flux thermique de surface.

Échange thermique avec le lit

L'échange de chaleur entre l'eau et le lit du fleuve est habituellement négligeable. Toutefois, lorsque le manteau glaciel empêche l'échange thermique de se produire par la surface libre, le réchauffement du lit devient la variable la plus importante. Pour estimer la grandeur de cette composante, nous avons suivi la méthode d'O'Neill et Ashton (1981). Cette méthode suppose que la température annuelle de l'eau obéit à une courbe sinusoïdale, sauf en hiver lorsque la courbe se maintient à 0 °C. Toutefois, la température du lit est protégée des variations thermiques saisonnières et elle est de fait égale à la moyenne à long terme de la température de l'eau. Le flux thermique peut donc être déterminé par l'intégration de l'équation d'une conduction thermique. L'emploi de leur analyse dans le présent cas donne un flux thermique de l'ordre de 2 W m^{-2}. Ce flux, s'il est transféré directement au manteau glaciel, peut soutenir une vitesse de fusion d'environ 0.5×10^{-3} m d^{-1}. Dans la plupart des cas, cette variable peut être considérée comme négligeable.

Échange de chaleur associé aux chutes de neige

Lorsque de la neige tombe en eau libre, de la chaleur se perd pour réchauffer la neige, en passant de la température de l'air à la température de l'eau et pour faire fondre la neige. Ce flux thermique est donné par

$$\Phi_p = P_s[L_i + C_s (T_w - T_s)]$$

où P_s = chute de neige par unité de surface
L_i = chaleur latente de fusion
C_s = chaleur spécifique de la neige (1860 J kg^{-1} °C^{-1} à -20 °C)
T_s = température de la neige.

Tsang (1982a) prétend que cette composante du transfert thermique n'est pas importante pendant la durée de production maximale de frasil (c'est-à-dire ciel clair et faible humidité) puisque de telles conditions ne sont pas propices aux précipitations.

RÉSULTATS DU BILAN THERMIQUE

Les figures 38 à 42 montrent les composantes du flux thermique de surface calculées à partir de valeurs quotidiennes moyennes. Ici une valeur positive dénote la présence d'un flux thermique remontant, c'est-à-dire une perte de chaleur. Les valeurs quotidiennes sont présentées au tableau 5. La plus grande perte de chaleur au-dessus de la surface libre de l'eau se produit par rayonnement à grandes ondes de sortie. Comme l'eau des surfaces libres se maintient près du point de congélation pendant tout l'hiver, cette variable est presque constante à 306 W m^{-2}. Le gain de chaleur par rayonnement à grandes ondes d'entrée varie entre -150 et -250 W m^{-2}; il s'agit de la valeur la plus basse lorsque la température de l'air, l'humidité et le degré de couverture nuageuse sont faibles. Le bilan du rayonnement à grandes ondes (donné comme étant $\Phi_{lo} - \Phi_{li}$) varie entre 50 et 150 W m^{-2}. Le bilan du rayonnement à ondes courtes a une valeur petite comparativement aux flux à grandes ondes (tableau 5).

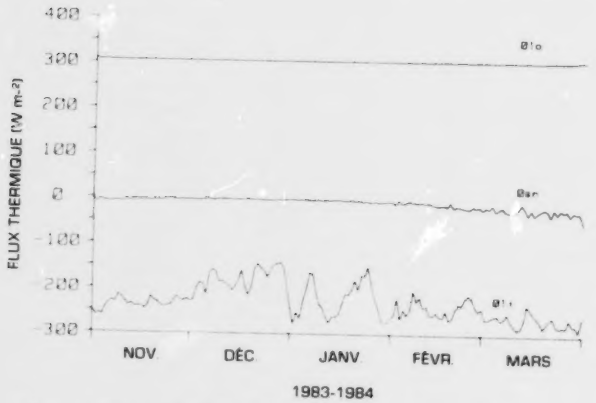


Figure 38. Flux thermique par rayonnement.

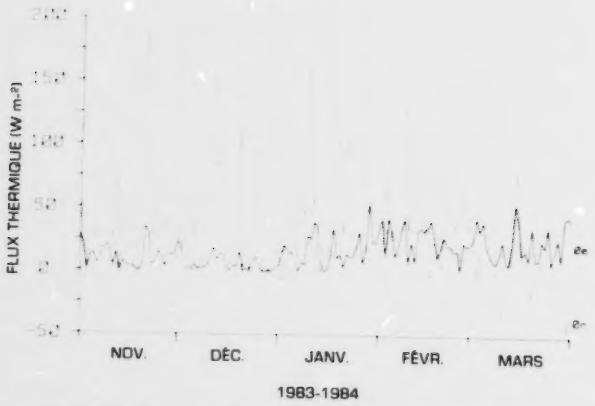


Figure 39. Flux thermique par conduction et évaporation.

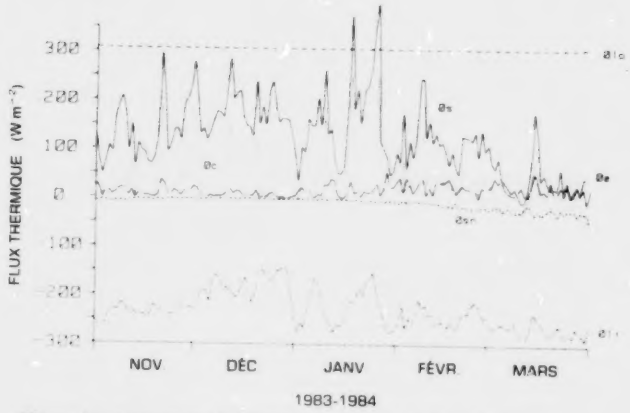


Figure 40. Sommaire de chaque composante de flux thermique.

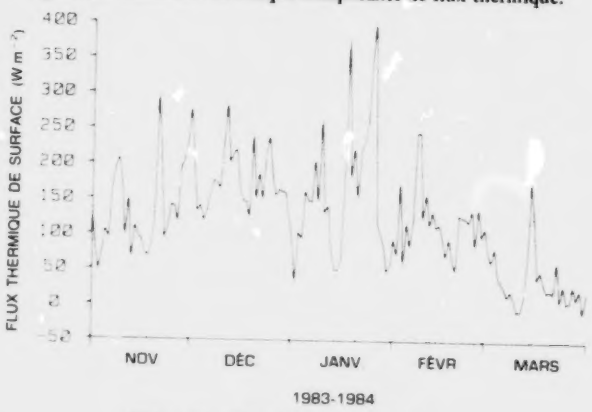


Figure 41. Flux thermique de surface.

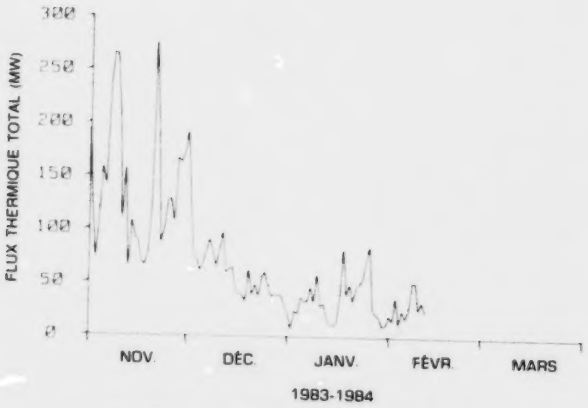


Figure 42. Flux thermique total.

Tableau 5. Flux thermique de surface

Date	Φ_{sn} (W m^{-2})	Φ_{lo} (W m^{-2})	Φ_e (W m^{-2})	Φ_c (W m^{-2})	Φ_{li} (W m^{-2})	Φ_s (W m^{-2})	A_{sw} (km^2)	Φ_t (MW)
83-11-01	- 7.16	307.41	28.21	51.24	- 251.17	128.53	1.50	193
83-11-02	- 8.04	306.96	19.50	20.45	- 260.87	78.01	1.50	117
83-11-03	- 4.29	307.14	0.65	2.88	- 257.06	49.32	1.50	74
83-11-04	- 6.20	306.81	13.38	23.73	- 260.23	77.49	1.50	117
83-11-05	- 7.51	306.81	13.58	34.66	- 242.83	104.71	1.50	158
83-11-06	- 8.61	306.16	6.25	24.88	- 233.82	94.86	1.50	143
83-11-07	- 7.18	306.16	9.83	85.89	- 228.65	166.04	1.43	237
83-11-08	- 6.88	306.16	17.16	110.77	- 231.38	195.83	1.35	265
83-11-09	- 6.37	306.16	20.56	102.64	- 216.36	206.63	1.28	264
83-11-10	- 8.20	306.16	17.59	79.65	- 220.40	174.79	1.20	210
83-11-11	- 2.98	306.16	4.29	21.93	- 230.49	98.91	1.13	111
83-11-12	- 6.45	306.16	13.94	73.89	- 238.24	149.30	1.05	157
83-11-13	- 4.01	306.16	0.00	0.00	- 234.88	67.26	0.98	66
83-11-14	- 3.44	306.16	7.43	42.44	- 241.64	110.95	0.97	108
83-11-15	- 4.54	306.16	5.01	30.33	- 240.97	95.97	0.97	93
83-11-16	- 4.16	306.16	3.69	26.87	- 239.99	92.57	0.96	89
83-11-17	- 3.82	306.16	3.91	13.29	- 247.16	72.38	0.96	69
83-11-18	- 4.84	306.16	1.10	6.82	- 239.57	69.67	0.95	66
83-11-19	- 6.15	306.16	0.31	2.69	- 220.43	82.58	0.95	78
83-11-20	- 3.30	306.16	5.27	49.19	- 228.04	129.28	0.94	122
83-11-21	- 4.34	306.16	34.61	188.82	- 230.69	294.56	0.94	276
83-11-22	- 4.68	306.16	29.48	114.66	- 238.44	207.18	0.93	193
83-11-23	- 2.51	306.16	5.09	27.99	- 241.96	94.77	0.93	88
83-11-24	- 2.55	306.16	6.77	39.24	- 238.93	110.69	0.92	102
83-11-25	- 2.19	306.16	14.97	59.41	- 238.46	139.88	0.92	128
83-11-26	- 3.40	306.16	10.74	55.66	- 228.62	140.54	0.91	128
83-11-27	- 3.65	306.16	3.64	31.63	- 218.13	119.64	0.91	109
83-11-28	- 2.38	306.16	13.06	103.55	- 225.16	195.23	0.85	166
83-11-29	- 2.75	306.16	12.25	118.28	- 228.72	205.22	0.80	164
83-11-30	- 2.96	306.16	14.14	138.15	- 223.87	231.61	0.75	173
83-12-01	- 2.79	306.16	23.14	178.06	- 228.68	275.90	0.69	191
83-12-02	- 3.05	306.16	19.13	105.71	- 226.21	201.74	0.64	129
83-12-03	- 3.41	306.16	3.45	25.44	- 198.54	133.10	0.58	77
83-12-04	- 3.32	306.16	2.29	22.89	- 187.68	140.34	0.51	72
83-12-05	- 2.31	306.16	0.61	5.40	- 189.72	120.14	0.51	61
83-12-06	- 1.22	306.16	4.97	38.01	- 213.08	134.84	0.51	69
83-12-07	- 2.06	306.16	2.13	17.67	- 165.85	158.05	0.51	81
83-12-08	- 3.08	306.16	3.04	28.19	- 158.25	176.06	0.51	90
83-12-09	- 1.77	306.16	3.01	28.25	- 162.49	173.15	0.46	80
83-12-10	- 1.01	306.16	4.75	41.02	- 185.42	165.50	0.40	67
83-12-11	- 1.53	306.16	11.41	97.71	- 183.12	230.62	0.36	82
83-12-12	- 1.53	306.16	17.98	149.23	- 189.24	282.60	0.34	97
83-12-13	- 1.45	306.16	9.61	81.88	- 193.44	202.76	0.30	60
83-12-14	- 2.19	306.16	13.89	102.02	- 204.33	215.54	0.30	63
83-12-15	- 1.75	306.16	13.01	96.88	- 195.30	219.00	0.29	65
83-12-16	- 2.03	306.16	4.29	37.86	- 180.30	165.98	0.27	45
83-12-17	- 1.95	306.16	0.54	4.98	- 161.65	148.08	0.27	40
83-12-18	- 1.24	306.16	4.45	32.07	- 195.52	145.93	0.27	39
83-12-19	- 1.56	306.16	4.47	31.91	- 214.55	126.43	0.26	33
83-12-20	- 1.65	306.16	14.93	114.75	- 196.35	237.84	0.26	62

Note : Φ_{sn} = bilan du rayonnement à ondes courtes
Φ_{li} = rayonnement à grandes ondes d'entrée
Φ_{lo} = rayonnement à grandes ondes de sortie
Φ_e = flux thermique dû à l'évaporation
Φ_c = flux thermique dû à la conduction
Φ_s = flux thermique de surface totale
A_{sw} = étendue de la surface libre en amont du bief observé
Φ_t = flux thermique aréolaire ($\Phi_s \times A_{sw}$)

Tableau 5 (suite)

Date	Φ_{sn} (W m^{-2})	Φ_{lo} (W m^{-2})	Φ_e (W m^{-2})	Φ_c (W m^{-2})	Φ_{li} (W m^{-2})	Φ_s (W m^{-2})	A_{sw} (km^2)	Φ_t MW
83-12-21	- 2.48	306.16	0.27	2.42	- 154.41	151.96	0.26	40
83-12-22	- 2.34	306.16	2.76	25.79	- 146.28	186.10	0.26	48
83-12-23	- 2.50	306.16	0.15	1.36	- 154.42	150.75	0.26	39
83-12-24	- 2.61	306.16	7.99	67.66	- 159.91	219.29	0.26	56
83-12-25	- 2.76	306.16	11.18	96.98	- 174.57	236.99	0.25	60
83-12-26	- 2.74	306.16	3.63	30.49	- 155.48	182.07	0.25	45
83-12-27	- 2.56	306.16	0.00	0.00	- 147.85	155.74	0.25	39
83-12-28	- 2.56	306.16	0.32	3.02	- 143.72	163.21	0.25	40
83-12-29	- 2.56	306.16	0.00	0.00	- 141.95	161.64	0.24	39
83-12-30	- 1.62	306.16	0.78	7.11	- 153.06	159.29	0.24	38
83-12-31	–	306.16	–	–	–	–	–	–
84-01-01	- 1.38	306.16	4.65	23.83	- 242.41	90.86	0.24	22
84-01-02	- 1.00	306.16	14.65	-7.40	- 276.75	35.67	0.23	8
84-01-03	- 2.62	306.16	20.32	32.80	- 253.93	102.73	0.23	24
84-01-04	- 1.14	306.16	14.46	41.35	- 265.63	95.20	0.23	22
84-01-05	- 2.19	306.16	15.82	66.94	- 225.79	160.94	0.23	37
84-01-06	- 2.53	306.16	5.85	38.23	- 199.34	148.38	0.23	34
84-01-07	- 3.25	306.16	1.04	9.21	- 165.37	147.79	0.23	34
84-01-08	- 3.27	306.16	7.77	61.24	- 167.32	204.58	0.23	46
84-01-09	- 1.34	306.16	5.70	44.59	- 205.82	149.29	0.22	34
84-01-10	- 2.29	306.16	27.99	162.98	- 233.30	261.54	0.22	58
84-01-11	- 3.33	306.16	26.20	44.43	- 241.55	131.90	0.22	29
84-01-12	- 2.41	306.16	38.45	59.50	- 261.00	140.69	0.22	31
84-01-13	- 2.98	306.16	36.96	11.12	- 273.89	77.38	0.22	17
84-01-14	- 1.69	306.16	7.28	0.65	- 260.84	51.56	0.22	11
84-01-15	- 1.48	306.16	0.96	5.87	- 261.43	50.08	0.22	11
84-01-16	- 1.40	306.16	1.99	13.07	- 255.28	64.55	0.22	14
84-01-17	- 3.13	306.16	12.39	102.89	- 233.03	185.28	0.22	41
84-01-18	- 2.87	306.16	33.94	250.28	- 211.07	376.43	0.22	82
84-01-19	- 3.10	306.16	11.14	80.62	- 211.42	183.40	0.22	40
84-01-20	- 2.05	306.16	13.62	105.07	- 200.45	222.35	0.22	48
84-01-21	- 4.68	306.16	3.81	30.92	- 182.01	154.26	0.22	33
84-01-22	- 3.08	306.16	14.29	105.18	- 200.68	221.88	0.22	48
84-01-23	-5.65	306.16	11.71	89.84	- 170.49	231.57	0.22	50
84-01-24	- 3.68	306.16	12.93	116.44	- 169.66	262.20	0.21	56
84-01-25	- 5.99	306.16	19.49	135.41	- 151.01	349.19	0.21	74
84-01-26	- 5.92	306.16	31.47	252.90	- 186.84	397.77	0.21	84
84-01-27	- 3.72	306.16	7.17	25.49	- 219.12	115.98	0.21	24
84-01-28	- 6.81	306.16	18.83	20.85	- 237.38	101.64	0.21	22
84-01-29	- 5.27	306.16	53.80	-3.61	- 265.08	86.01	0.21	18
84-01-30	- 5.22	306.16	23.92	-1.93	- 273.65	49.39	0.21	10
84-01-31	- 4.78	306.16	23.23	4.56	- 271.79	56.01	0.21	12
84-02-01	- 3.89	306.16	33.72	18.91	- 261.88	93.01	0.21	20
84-02-02	- 10.52	306.16	41.95	-6.63	- 257.01	73.96	0.21	16
84-02-03	- 2.34	306.16	14.31	77.38	- 221.32	174.18	0.21	36
84-02-04	- 7.30	306.16	42.24	-14.36	- 265.15	61.59	0.21	13
84-02-05	- 8.26	306.16	30.88	33.24	- 245.26	116.76	0.21	25
84-02-06	- 3.61	306.16	12.43	26.90	- 256.98	84.90	0.21	18
84-02-07	- 4.52	306.16	20.99	40.86	- 241.96	121.53	0.21	25
84-02-08	- 6.32	306.16	35.15	113.77	- 204.25	244.50	0.21	51
84-02-09	- 7.77	306.16	41.62	131.54	- 225.81	245.75	0.21	51
84-02-10	- 5.03	306.16	8.33	33.66	- 218.17	124.95	0.21	26

Tableau 5 (suite)

Date	Φ_{sn} (W m^{-2})	Φ_{lo} (W m^{-2})	Φ_e (W m^{-2})	Φ_c (W m^{-2})	Φ_{li} (W m^{-2})	Φ_s (W m^{-2})	A_{sw} (km^2)	Φ_t (MW)
84-02-11	- 7.61	306.16	23.26	73.80	- 238.67	156.93	0.21	32
84-02-12	- 7.23	306.16	8.64	44.18	- 236.76	115.00	0.21	24
84-02-13	- 8.52	306.16	33.85	56.70	- 255.82	132.37	–	–
84-02-14	- 10.29	306.16	35.28	37.07	256.70	111.51	–	–
84-02-15	- 14.15	306.16	32.47	40.67	- 250.81	114.34	–	–
84-02-16	- 12.84	306.16	35.52	26.58	- 258.92	96.51	–	–
84-02-17	- 11.93	306.16	40.82	- 2.97	- 261.85	70.24	–	–
84-02-18	- 14.98	306.16	28.48	23.15	- 248.22	94.59	–	–
84-02-19	- 6.04	306.15	11.77	19.13	- 266.82	64.19	–	–
84-02-20	- 17.08	306.16	18.89	4.20	- 261.04	51.14	–	–
84-02-21	- 14.46	306.16	27.41	49.86	- 240.80	128.17	–	–
84-02-22	- 15.92	306.16	21.50	47.34	- 232.84	126.24	–	–
84-02-23	- 17.48	306.16	20.90	49.89	- 235.12	124.36	–	–
84-02-24	- 19.40	306.16	16.70	36.00	- 220.27	119.18	–	–
84-02-25	- 19.86	306.16	17.27	43.26	- 211.94	134.91	–	–
84-02-26	- 14.66	306.16	2.26	9.85	- 217.74	85.86	–	–
84-02-27	- 16.93	306.16	23.32	62.29	- 236.82	138.01	–	–
84-02-28	- 15.27	306.16	21.13	32.72	- 246.18	98.55	–	–
84-02-29	- 21.58	306.16	22.06	44.43	- 241.56	109.52	–	–
84-03-01	- 16.35	306.21	26.68	20.97	- 263.37	74.14	–	–
84-03-02	- 18.60	306.21	42.77	- 2.32	- 265.48	62.59	–	–
84-03-03	- 12.13	306.22	33.10	13.94	- 259.88	81.24	–	–
84-03-04	- 23.95	306.21	40.03	- 24.16	- 256.62	41.52	–	–
84-03-05	- 20.52	306.22	21.02	- 15.51	- 257.35	33.86	–	–
84-03-06	- 16.27	306.22	13.72	- 12.50	- 266.38	24.79	–	–
84-03-07	- 23.77	306.23	8.82	- 15.71	- 261.43	14.13	–	–
84-03-08	- 26.76	306.23	7.55	- 13.37	- 252.45	21.19	–	–
84-03-09	- 25.08	306.25	14.69	- 19.78	- 268.84	7.24	–	–
84-03-10	- 26.23	306.27	24.34	- 34.00	- 277.53	- 7.14	–	–
84-03-11	- 19.27	306.30	8.28	-14.04	- 286.63	-5.36	–	–
84-03-12	-9.23	306.34	5.95	-4.01	- 284.16	14.89	–	–
84-03-13	- 18.31	306.31	24.64	- 21.94	- 267.31	67.27	–	–
84-03-14	- 31.62	306.30	53.78	80.25	- 233.19	175.52	–	–
84-03-15	- 21.78	306.28	38.03	42.03	- 242.73	121.83	–	–
84-03-16	- 32.72	306.27	14.24	3.15	- 251.91	39.03	–	–
84-03-17	- 25.88	306.31	17.20	12.40	- 260.70	49.33	–	–
84-03-18	- 21.74	306.30	10.35	5.25	- 268.85	31.31	–	–
84-03-19	- 18.10	306.33	35.51	- 19.57	- 283.41	20.76	–	–
84-03-20	- 22.16	306.32	10.51	0.81	- 271.34	22.52	–	–
84-03-21	- 35.47	306.37	10.09	1.48	- 263.18	19.29	–	–
84-03-22	- 19.62	306.42	24.95	10.13	- 259.79	62.09	–	–
84-03-23	- 28.87	306.43	20.59	- 13.13	- 277.76	7.26	–	–
84-03-24	- 20.65	306.50	35.28	- 10.95	- 281.49	28.69	–	–
84-03-25	- 24.08	306.54	6.84	-5.51	- 278.89	4.91	–	–
84-03-26	- 22.10	306.80	16.63	- 11.28	- 282.26	7.79	–	–
84-03-27	- 32.79	306.92	25.94	-7.01	- 264.03	29.02	–	–
84-03-28	- 25.08	307.37	9.79	-5.18	- 275.89	11.00	–	–
84-03-29	- 27.27	308.75	42.58	- 22.63	- 278.21	23.23	–	–
84-03-30	- 28.13	309.23	45.00	- 44.38	- 290.15	-8.44	–	–
84-03-31	- 52.01	309.92	41.89	- 20.97	- 260.18	19.09	–	–

Il semble qu'une autre variable importante soit le flux thermique dû à la conduction (figure 39). Par temps froid ou venteux, cette variable prend des valeurs voisines de 200 W m^{-2}. Le flux thermique dû à l'évaporation est petit et il dépasse rarement 50 W m^{-2}. La figure 40 présente chaque composante de flux thermique.

La figure 41 illustre la configuration saisonnière du flux thermique de surface au-dessus des surfaces libres. Cette courbe est caractérisée à la fois par une tendance saisonnière, avec les pertes les plus élevées en décembre, et par de grandes fluctuations à l'échelle de temps synoptique. Le flux thermique total pour le bief Φ_t, obtenu en multipliant Φ_s par la superficie d'eau libre (figure 21) est indiqué à la figure 42. Cette courbe est caractérisée par une diminution considérable de flux de chaleur au cours de la première moitié de décembre par suite, bien sûr, de la prise des glaces dans le bief.

MÉTHODE DES DEGRÉS-JOURS

Il est possible d'expliquer jusqu'à un certain point le transfert de chaleur et les conditions glacielles en faisant appel à des modèles empiriques. Ainsi, la méthode des degrés-jours est employée depuis longtemps pour prédire la croissance des glaces (mais voir Ashton, 1978). Bien que l'approche des degrés-jours ne soit habituellement retenue que lorsque les données sur le bilan thermique font défaut, nous essaierons au moins de vérifier son applicabilité dans le cas du fleuve Yukon.

Ici, l'épaisseur de la glace h est censée être proportionnelle à la racine carrée des degrés-jours cumulatifs de température de l'air au point de congélation D, après la formation initiale de glaces :

$$h = h_o + J_o D^{1/2}$$

où h_o = épaisseur initiale de la glace

J_o = coefficient empirique qui varie suivant le lieu où l'on se trouve. Les valeurs rapportées pour J_o (Bengtsson, 1982) oscillent entre 1.15 et 3.5 cm/(°C jour)$^{0.5}$, suivant le manteau nival.

Les courbes de degrés-jours s'appliquant au bief sont données aux figures 43 et 44. Lorsqu'elles sont appliquées à la croissance des glaces statiques, ces données permettent de croire que J_o a une valeur approximative de 3.0 cm/(°C jour)$^{0.5}$. Toutefois, comme Ashton (1978) l'a noté, cette approximation n'est utile que dans les cas où l'épaisseur de la glace dépasse plusieurs centimètres.

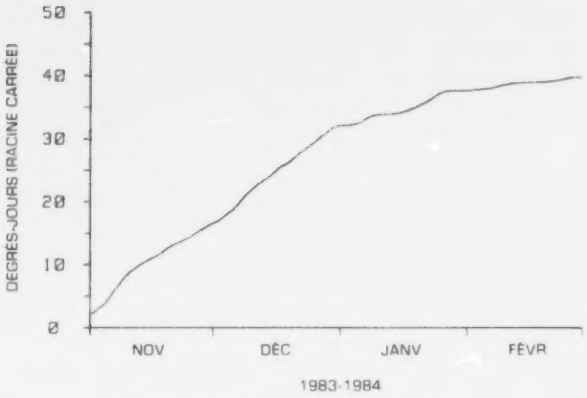


Figure 43. Degrés-jours en fonction du temps.

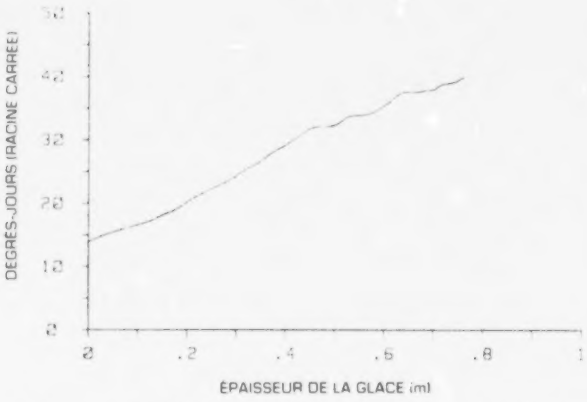


Figure 44. Degrés-jours en fonction de l'épaisseur de la glace.

APPROXIMATION DU FLUX THERMIQUE LINÉAIRE

Pour de nombreuses applications techniques, il est utile de déterminer approximativement le flux thermique de surface H_e, par une fonction linéaire de la différence de température entre l'air et l'eau; par exemple

$$H_e = A + B(T_w - T_a)$$

où A et B sont des coefficients qui dépendent des conditions locales, par exemple le rayonnement solaire, la couverture nuageuse et la vitesse du vent (Paily et coll., 1974). Ces coefficients ont été évalués à partir des données de l'ESAGY (figures 31 et 41). Les valeurs approximatives pour les

coefficients A et B sont respectivement 50 W m^{-2} °C et 8 W m^{-2} °C.

La comparaison de H_e (figure 45) avec Φ_s (figure 41) permet de penser que pour des estimations rapides du flux thermique de surface, l'équation linéaire du flux thermique peut être employée. Toutefois, cette méthode ne permet pas de tenir compte des effets de la vitesse du vent sur l'échange de chaleur. Lorsque des précisions plus grandes sont nécessaires, une approximation de la forme $H_e = (a + bW)(T_W - T_a)$, où a et b sont des coefficients d'ajustement des courbes, et W, la vitesse du vent, peut être employée (G.D. Ashton, 1985, U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, communication personnelle).

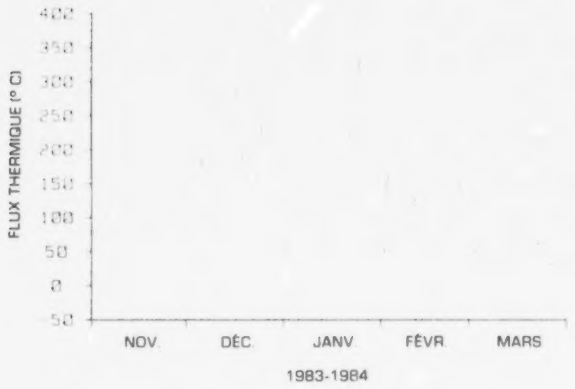


Figure 45. Approximation du flux thermique linéaire.

TRANSFERT DE CHALEUR INTERNE : DU FLEUVE À LA GLACE

D'après Baines (1961) le flux de chaleur entre l'eau isothermique et le manteau glaciel est le suivant :

$$\Phi_i = \frac{C_d\, k_t\, T_W}{2d_m} (R_e)\,(P_r)^{1/3}$$

où C_d = coefficient de cisaillement (de l'ordre de 0.01)
k_t = conductivité thermique (0.564 W m^{-1} °C^{-1})
T_W = température de l'eau (°C)
d_m = distance de la glace à la profondeur de la vitesse maximale
R_e = nombre de Reynolds ($U_o d/\nu$)
P_r = nombre de Prandtl ($C_p\mu/k$ = 13.6 à T_W = 0 °C)
U = vitesse
ν = viscosité cinématique (1.787 × 10^{-6} m^2 s^{-1})
μ = viscosité dynamique (1.787 × 10^{-3} kg m^{-1} s^{-1})
C_p = chaleur spécifique (4217.4 J kg^{-1} °C^{-1}).

L'évaluation de l'équation qui précède pour les conditions de l'eau à la débâcle (en supposant une température de T_W = 0.01 °C) donne un écoulement de chaleur de l'ordre de 50 W m^{-2}. Si toute cette chaleur sert à la fusion de la glace, une vitesse de fusion d'environ 0.014 m d^{-1} est obtenue. Cette vitesse de fusion, en retour, enlève environ 0.3 m de manteau glaciel en une vingtaine de jours. Bien qu'un réchauffement supplémentaire de la glace se produise au moment de l'absorption du rayonnement solaire, ce flux est certainement suffisant pour tenir compte de la formation de rides.

Hydrologie

Ce chapitre vise trois objectifs principaux :

1) étudier le rapport qui existe entre le niveau de l'eau et son débit pendant le cycle glaciel;

2) montrer comment la présence de la glace affecte les champs de vitesse latéraux et verticaux;

3) examiner la résistance hydraulique offerte par le manteau glaciel en évolution.

Pour une introduction à la question générale du débit dans les cours d'eau englacés, consulter Beltaos (1979).

NIVEAUX D'EAU ET DÉBIT

Pendant la prise des glaces, le manteau glaciel forme d'abord un pont au-dessus de l'étranglement aval du bief, puis le tout progresse ensuite vers l'amont (figure 11). Cette première obstruction du fleuve a pour effet principal de presque doubler le périmètre mouillé qui, lorsqu'il est combiné à la résistance accrue associée aux floes de frasil et aux radeaux de glace en mouvement, sert à former des sections de contrôle temporaires à l'intérieur du bief. Pour que le débit soit constant, il doit exister une augmentation correspondante de la hauteur d'écoulement. À mesure que la hauteur d'écoulement augmente, un profil de surface associé à la longueur du remous se forme devant le manteau glaciel en progression.

Certains des effets de la résistance accrue sont évidents dans les données sur le niveau de l'eau. Par exemple, on trouvera à la figure 46 les valeurs quotidiennes du niveau de l'eau aux trois stations. Chacune de celles-ci présente la même configuration générale : un bond rapide au moment de la prise des glaces, suivi d'un déclin progressif pendant tout l'hiver et d'une chute rapide au moment de la débâcle. Les pentes correspondantes sont données à la figure 47. Même pour le débit presque constant du bief, la pente de la ligne d'eau varie suivant un facteur de 5. Les changements les plus marqués dans la pente de la ligne d'eau se produisent au cours des périodes de transition du manteau glaciel.

La transition entre les conditions de surface libre de glace à celles de surface englacée est représentée à la figure 48. Ainsi, le niveau de l'eau à AM est indiqué par rapport à l'endroit où est rendue la falaise de glace en progression. La glace de rive qui commence à se former vers la fin de novembre n'exerce aucun effet apparent sur l'écoulement. En réalité, très peu d'effets sont exercés sur le niveau de l'eau avant que la falaise de glace ne remonte au-delà de M. Le changement le plus rapide dans le niveau de l'eau

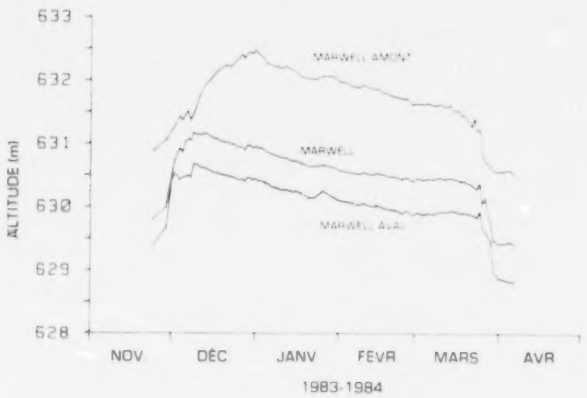


Figure 46. Niveaux d'eau quotidiens à AM, M et BM.

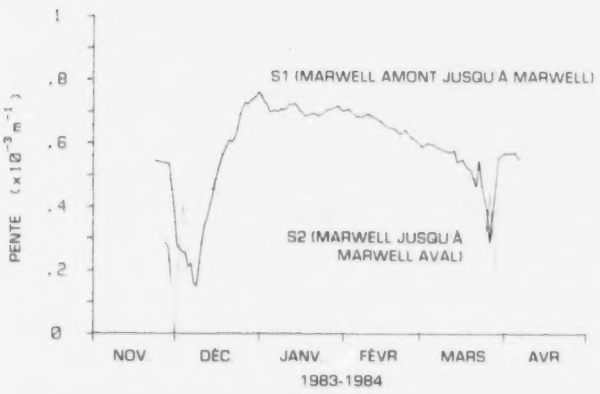


Figure 47. Pente de la ligne d'eau entre AM et M, et M et BM.

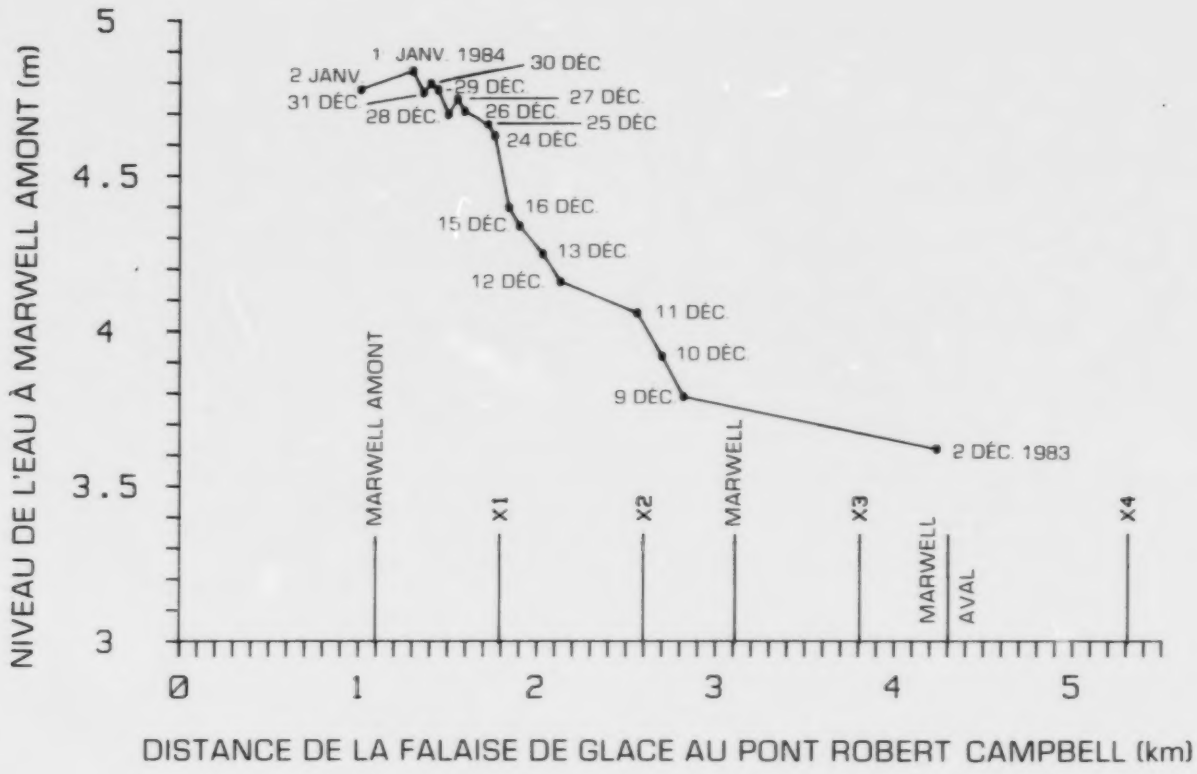


Figure 48. Niveau de l'eau à AM par rapport à la position de la falaise de glace.

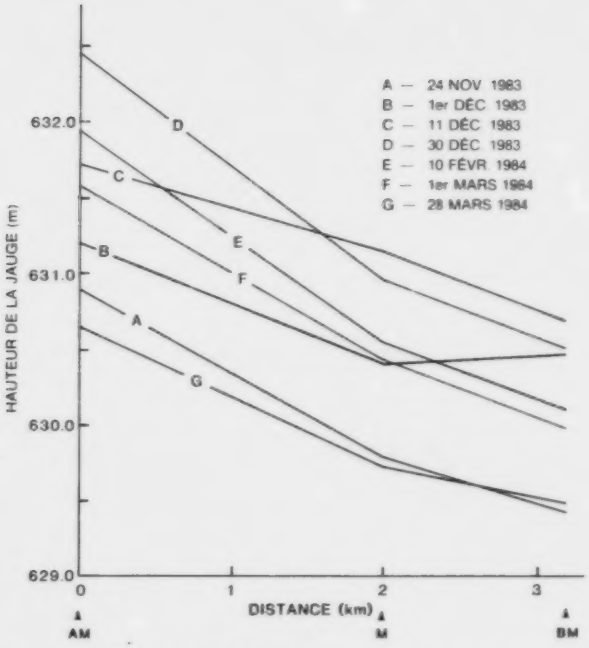


Figure 49. Effet de la falaise de glace en progression sur le gradient hydraulique.

commence lorsque la falaise se trouve à 1.5 km en amont de M. Ce changement persiste tant que la falaise n'est pas à 100 m ou moins de la section.

L'effet de la falaise de glace en progression sur le gradient hydraulique est représenté à la figure 49. Avant la prise des glaces, le niveau de l'eau est bas et la courbe est concave vers le haut, c'est-à-dire que la pente du fleuve à partir de AM jusqu'à M est supérieure à la pente entre M et BM. Par suite du pontage en BM, le niveau de l'eau s'élève, puis pendant une courte durée, il n'y a plus de pente entre M et BM. À mesure que la falaise de glace progresse au-delà de M, la courbe s'inverse, c'est-à-dire qu'elle devient concave vers le bas. Lorsqu'il y a prise des glaces totale, la courbe reprend sa forme normale; toutefois, les niveaux de l'eau sont d'environ 1.5 m supérieurs à ceux du début de la prise des glaces. Les niveaux de l'eau diminuent ensuite pendant tout le reste de l'hiver.

RÉPARTITION DES VITESSES

Une courbe transversale typique de la vitesse est donnée à la figure 50. Un noyau de vitesse bien défini est

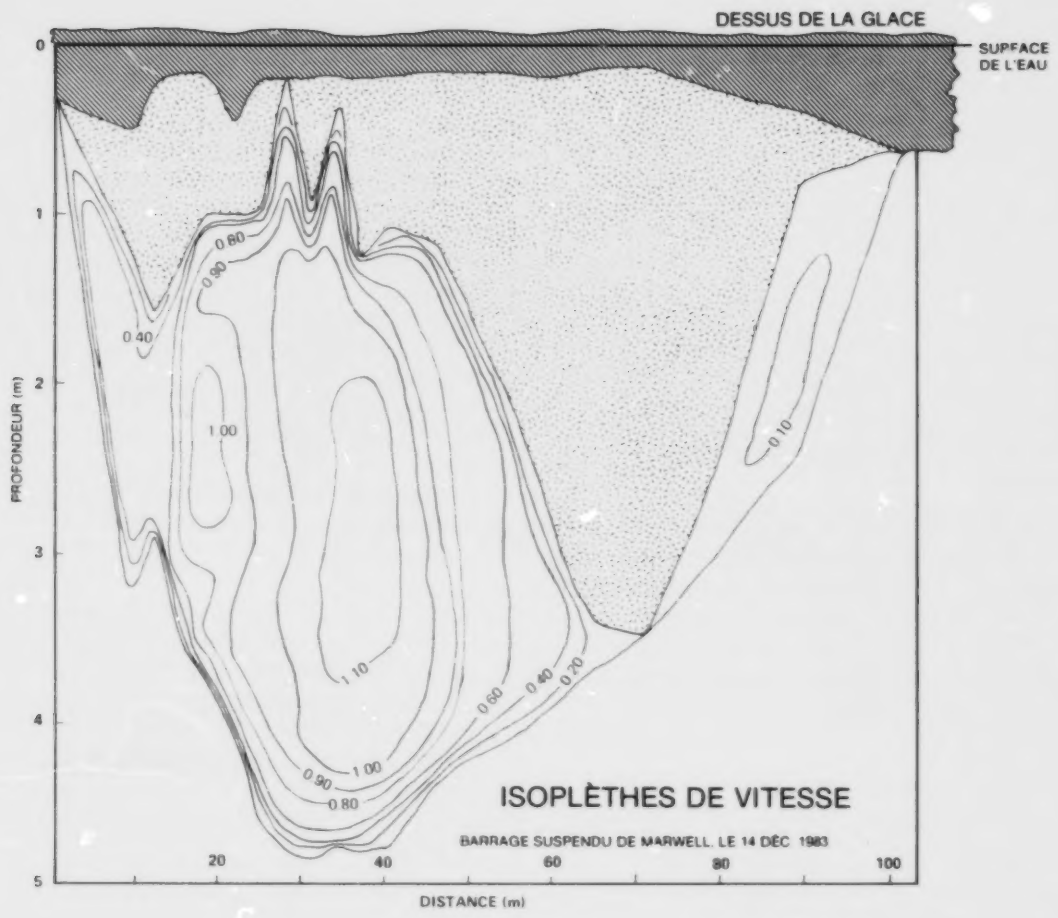


Figure 50. Courbe de vitesse.

situé entre 20 et 50 m à partir de la rive gauche. Ce noyau est associé à la partie la plus profonde du chenal. Même si ce noyau n'occupe qu'un tiers du chenal, il renferme environ 90 % du débit. Dans cette section particulière, le dépôt de frasil est au plus mince au-dessus du noyau de vitesse. D'autres exemples de l'effet du barrage de frasil sur les profils de vitesse sont donnés à la figure 51.

Il est possible de se faire une idée du degré de variabilité dans le champ de vitesse en examinant la figure 52. Ici, des observations consécutives de la vitesse représentant chacune des valeurs moyennes d'une minute, ont été faites aux profondeurs de 0.6, 0.7 et 0.8. À chacune de ces profondeurs, des fluctuations turbulentes produisent une fourchette de dispersion de la vitesse de 0.1 m s^{-1}.

Les données qui précèdent concernant la répartition des vitesses peuvent être employées pour estimer un coefficient de dispersion pour le bief de Whitehorse pendant l'hiver.

RÉSISTANCE HYDRAULIQUE

La résistance hydraulique des cours d'eau englacés a été traitée par plusieurs auteurs, notamment Nezhikhovskiy (1964), Carey (1966), Larsen (1969), Uzuner (1975), Pratte (1979), Tsang (1982b) et Santeford et Alger (1984).

Il existe deux approches fondamentales permettant de déterminer la résistance de l'écoulement. Une première méthode consiste à déterminer un coefficient brut de rugosité qui relie l'écoulement à la pente de la ligne d'eau et au rayon hydraulique. L'autre méthode consiste à déduire la rugosité hydraulique directement à partir de la normale du profil de vitesse jusqu'à la surface visée. Le choix de la méthode dépend du problème qui se pose : une pente simple contre une relation de débit peut suffire pour certaines applications; il pourrait par contre être préférable d'isoler du lit et des autres types de résistance la rugosité du manteau glaciel. Ici, les deux approches sont employées pour les besoins de comparaison.

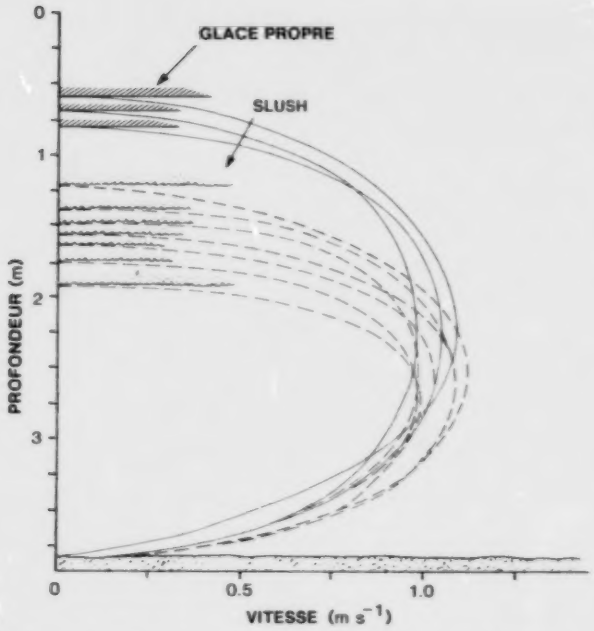


Figure 51. Profils de vitesse sous la glace propre et la slush dans une coupe perpendiculaire au barrage de frasil.

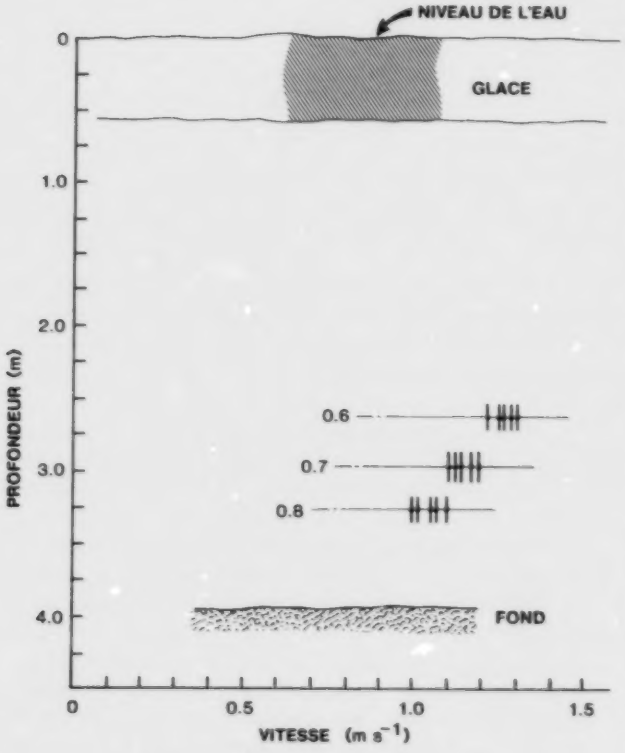


Figure 52. Exemple de fluctuation de la vitesse.

Coefficients de résistance bruts

Formules générales

Trois équations, associant toutes la vitesse d'écoulement, U, à la pente de la ligne d'eau, S, et au rayon hydraulique, R, sont couramment employées pour décrire les écoulements stables et uniformes dans les chenaux libres. Ces équations sont les suivantes :

L'équation
de Chézy $U = C\,R^{1/2}\,S^{1/2}$

de Manning $U = 1/n\,(R^{2/3}\,S^{1/2})$

de Darcy-Weisbach $U = (8g/f)^{1/2}\,(R^{1/2}\,S^{1/2})$

où C est le coefficient de rugosité de Chézy, n le coefficient de rugosité de Manning et f le facteur de frottement de Darcy-Weisbach.

Ces équations sont convertibles d'une à l'autre par :

$C = (8g/f)^{1/2}$

$C = (1/n)\,R^{1/6}$

Les coefficients de Chézy et de Darcy-Weisbach ne diffèrent que par un multiplicateur dimensionnel. La conversion du coefficient de Manning au coefficient de Chézy est toutefois proportionnelle à $R^{1/6}$.

Il n'existe aucune règle absolue pour choisir une approche par rapport à une autre. Ce ne sont que des approximations des conditions réelles (c.-à-d. instables et non uniformes) qui règnent dans un cours d'eau englacé. L'équation de Manning est plus répandue parce qu'elle est moins variable en raison de sa plus forte dépendance fonctionnelle de R. Toutefois, comme l'approche de Chézy est plus ancienne et plus fondamentale, c'est celle qui a été retenue ici.

Méthode de calcul

Le manque d'homogénéité dans les conditions glacielles au cours de la prise des glaces et de la débâcle rend difficile le calcul d'un coefficient de résistance. Dans ce qui suit, l'hypothèse de base suppose que l'équation de Chézy tient compte sur toute la largeur du bief des conditions moyennes du pourcentage du manteau glaciel, de l'aire de la section transversale, et de la vitesse moyenne. En vertu de cette hypothèse, les étapes suivantes ont été respectées pour calculer le coefficient de Chézy.

1) Les valeurs quotidiennes du débit, Q, ont été déterminées à partir du barrage de la CHNC (figure 8).

2) La pente de la ligne d'eau, S_l, a été calculée en tant que différence de hauteur entre M et AM.

3) L'aire effective de la section transversale, A_e, a été obtenue à partir de l'aire totale de la section transversale de la section, A_t, moins l'aire de la section transversale de la glace, A_i, et celle du barrage de frasil, A_d. Dans le calcul des aires de la section transversale, les conditions régnant en M ont été considérées comme représentatives du bief. Toutefois, au moment de la prise des glaces et de la débâcle, on a tenu compte du pourcentage du manteau glaciel à l'intérieur du bief, IC; ainsi A_e était la condition moyenne qui s'appliquait à la grandeur du bief; on a conclu : $A_e = A_t - (IC/100)(A_i + A_d)$.

4) La vitesse moyenne a été déterminée en divisant le débit par l'aire effective de la section transversale, $U_o = Q/A_e$.

5) Le rayon hydraulique a été déterminé en divisant l'aire effective par le périmètre mouillé, $R = A_e/P_e$. Lorsque le bief était libre de glace, la largeur du fleuve en M était considérée comme une approximation raisonnable. À mesure que le manteau glaciel s'est formé, il a fallu tenir compte des effets de la limite «supérieure». Il arrive souvent de procéder de cette manière en doublant tout simplement la largeur. Toutefois, comme le barrage de frasil obstrue une grande partie du chenal, ce barrage contribue à réduire la largeur effective du chenal (Clement et Petryk, 1980). Dans cette étude, nous constatons qu'un faible débit s'est produit dans les portions du chenal où le barrage de frasil occupait plus de la moitié de la profondeur. Nous avons donc décidé d'exclure cette portion du chenal dans le calcul du périmètre mouillé.

L'utilisation de la pente S_l et de la section transversale M simultanément semble être une approximation, ce qui affecte quelque peu les résultats, particulièrement lorsque M se trouve dans la zone de remous créée par la falaise de glace en progression.

Les valeurs quotidiennes des paramètres liés à la géométrie du chenal sont énumérées au tableau 6; les valeurs quotidiennes pour les paramètres de débit correspondant sont énumérées au tableau 7.

Configurations saisonnières du coefficient de Chézy

Les valeurs quotidiennes du coefficient de Chézy déterminées dans cette analyse sont données à la figure 53.

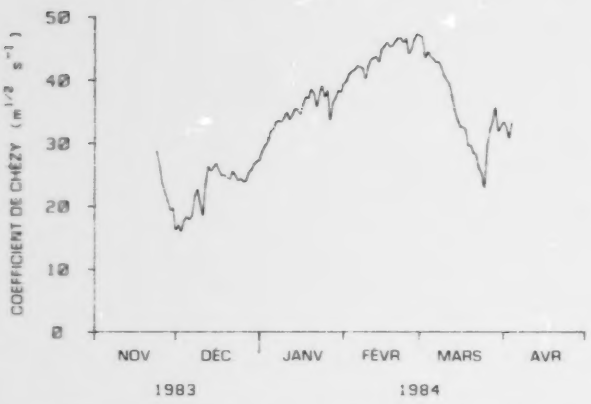


Figure 53. Coefficient de Chézy en fonction du temps.

Avant la formation de la glace dans le bief, le coefficient de Chézy était élevé, ce qui montre une faible résistance à l'écoulement. Immédiatement après la formation initiale de la glace, le coefficient a diminué subitement suivant un facteur de 2 pour descendre à son minimum saisonnier. Par la suite, la valeur de C a augmenté progressivement jusqu'à son maximum d'hiver, pour ensuite diminuer au moment de la débâcle avant de revenir à des valeurs d'eau libre.

Le coefficient de Chézy qui vient d'être calculé est en réalité un coefficient composé représentant la résistance du fond combinée à celle du manteau glaciel. Pour relier les coefficients composés à ceux du chenal et de la glace, on peut écrire ce qui suit :

$$C_o = \left\{ 2/[(1/C_i^2) + (1/C_b^2)] \right\}^{1/2}$$

où C_i = coefficient de Chézy (couche supérieure)

C_b = coefficient de Chézy (couche inférieure).

De manière générale, les coefficients de résistance composés devraient être supérieurs à la valeur en eaux libres parce que les effets d'un dessous lisse sont réduits à une moyenne dans les calculs. Toutefois, ce n'est pas toujours le cas pour les présentes données. Ceci impliquerait que la présence de frasil, de slush, de radeaux, de glace de fond ou de rides fait parfois descendre la valeur de C_o sous celle de C_b.

Il est possible d'obtenir une vue intéressante de tout le cycle glaciel en traçant la courbe du coefficient de Chézy en fonction du niveau de l'eau (figure 54). Au début de la prise des glaces (le 24 novembre) le coefficient de Chézy est tombé brusquement à un minimum saisonnier tandis que le niveau de l'eau a commencé à s'élever. Lorsque les floes de frasil sont devenus abondants, le coefficient de

Tableau 6. Géométrie du chenal

Date	A_t (m^2)	A_i (m^2)	A_d (m^2)	IC (%)	A_e (m^2)	b (m)	b^1 (m)	P_e (m)	R (m)
83-11-24	190	0	0	0	190	104	0	104	1.83
83-11-25	194	0	0	0	194	104	0	104	1.86
83-11-26	198	0	0	0	198	103	0	103	1.92
83-11-27	202	0	0	0	202	103	0	103	1.96
83-11-28	206	0	0	0	206	102	0	102	2.02
83-11-29	212	0	0	0	212	102	0	102	2.08
83-11-30	232	0	0	0	222	102	0	102	2.18
83-12-01	256	0	0	0	256	102	0	102	2.51
83-12-02	285	0	0	0	285	102	0	102	2.79
83-12-03	295	0	0	0	295	101	0	101	2.91
83-12-04	306	4	12	23	302	101	2	122	2.48
83-12-05	299	8	24	23	292	101	4	119	2.45
83-12-06	317	12	36	23	316	101	6	116	2.72
83-12-07	231	14	48	23	307	101	8	114	2.69
83-12-08	319	16	60	23	302	101	10	112	2.70
83-12-09	332	18	72	30	302	100	12	114	2.65
83-12-10	330	20	84	39	289	100	14	120	2.41
83-12-11	330	22	96	43	279	100	16	120	2.33
83-12-12	328	24	108	68	238	100	18	138	1.72
83-12-13	332	26	120	80	215	100	21	142	1.51
83-12-14	330	27	126	80	208	100	25	135	1.54
83-12-15	326	28	126	81	201	100	25	136	1.48
83-12-16	324	29	126	85	192	100	26	137	1.40
83-12-17	322	30	120	86	193	99	26	136	1.42
83-12-18	321	31	119	86	192	99	27	134	1.43
83-12-19	318	32	118	87	188	99	27	135	1.39
83-12-20	317	33	117	87	187	99	28	133	1.41
83-12-21	316	34	116	88	186	99	28	133	1.40
83-12-22	316	35	115	88	184	99	29	132	1.39
83-12-23	314	36	114	89	180	98	29	131	1.37
83-12-24	314	37	113	89	180	98	30	129	1.40
83-12-25	309	38	112	90	174	98	30	129	1.35
83-12-26	308	39	111	91	172	98	31	128	1.34
83-12-27	309	40	110	92	171	98	31	127	1.35
83-12-28	304	41	109	93	165	98	32	127	1.30
83-12-29	311	42	108	94	170	98	32	128	1.33
83-12-30	311	43	107	96	168	98	32	129	1.30
83-12-31	308	44	106	97	163	98	33	128	1.27

Note : A_t = aire totale de la section transversale
A_i = aire de la section transversale de la glace
A_d = aire de la section transversale du barrage de frasil
IC = pourcentage du manteau glaciel du bief
A_e = aire effective de la section transversale de la surface libre $[A_t - (IC/100)(A_i + A_d)]$
b = largeur du fleuve
b^1 = largeur du barrage de frasil
P_e = périmètre mouillé effectif

$= b$: sans manteau glaciel
$= (b-b^1) + (IC/100)(b-b^1)$: manteau glaciel partiel
$= 2(b-b^1)$: manteau glaciel complet

R = rayon hydraulique (A_e/P_e)

Tableau 6 (suite)

Date	A_t (m^2)	A_i (m^2)	A_d (m^2)	IC (%)	A_e (m^2)	b (m)	b^1 (m)	P_e (m)	R (m)
84-01-01	310	45	105	98	163	98	33	129	1.26
84-01-02	307	46	104	100	157	97	33	128	1.23
84-01-03	308	47	103	100	158	97	33	128	1.23
84-01-04	304	48	102	100	154	97	34	126	1.22
84-01-05	300	49	101	100	150	97	34	126	1.19
84-01-06	299	50	100	100	149	97	34	126	1.18
84-01-07	296	50	100	100	146	97	34	126	1.16
84-01-08	295	51	99	100	145	97	34	126	1.15
84-01-09	295	52	98	100	145	97	34	126	1.15
84-01-10	292	52	97	100	143	97	34	126	1.13
84-01-11	291	53	98	100	140	97	34	126	1.11
84-01-12	291	54	95	100	142	97	34	126	1.13
84-01-13	289	54	94	100	141	97	34	126	1.12
84-01-14	287	55	93	100	139	97	34	126	1.10
84-01-15	286	56	92	100	138	97	34	126	1.10
84-01-16	286	56	91	100	139	97	34	126	1.10
84-01-17	284	57	90	100	137	98	34	128	1.07
84-01-18	282	58	89	100	135	98	34	128	1.05
84-01-19	280	58	88	100	134	98	34	128	1.05
84-01-20	278	59	88	100	131	98	34	128	1.02
84-01-21	277	60	87	100	130	98	34	128	1.02
84-01-22	278	60	86	100	132	98	34	128	1.03
84-01-23	278	61	86	100	131	99	34	130	1.01
84-01-24	278	62	85	100	131	99	34	130	1.01
84-01-25	279	62	84	100	133	99	34	130	1.03
84-01-26	279	63	84	100	132	99	34	130	1.02
84-01-27	278	64	83	100	131	99	34	130	1.01
84-01-28	277	64	82	100	131	100	34	132	0.99
84-01-29	276	65	82	100	129	100	34	132	0.98
84-01-30	276	66	81	100	129	100	34	132	0.98
84-01-31	274	66	80	100	128	100	34	132	0.97
84-02-01	272	66	80	100	126	101	34	134	0.94
84-02-02	270	67	79	100	124	101	34	134	0.93
84-02-03	269	67	79	100	123	101	34	134	0.92
84-02-04	268	68	78	100	122	101	34	134	0.91
84-02-05	267	68	77	100	122	102	34	136	0.90
84-02-06	266	69	76	100	121	102	34	136	0.89
84-02-07	265	69	76	100	120	102	34	136	0.88
84-02-08	264	69	74	100	121	102	34	136	0.89
84-02-09	266	70	73	100	123	102	34	136	0.90
84-02-10	267	70	72	100	125	102	33	138	0.91
84-02-11	266	70	71	100	125	102	33	138	0.91
84-02-12	264	71	70	100	123	102	33	138	0.89
84-02-13	263	71	69	100	123	102	33	138	0.89
84-02-14	264	71	68	100	124	102	33	138	0.90
84-02-15	266	72	67	100	127	102	33	138	0.92
84-02-16	265	72	66	100	127	102	32	140	0.91
84-02-17	264	72	65	100	127	102	32	140	0.91
84-02-18	263	73	64	100	126	102	32	140	0.90
84-02-19	262	73	63	100	126	102	32	140	0.90
84-02-20	260	73	62	100	125	102	32	140	0.89

Tableau 6 (suite)

Date	A_t (m^2)	A_i (m^2)	A_d (m^2)	IC (%)	A_e (m^2)	b (m)	b^1 (m)	P_e (m)	R (m)
84-02-21	260	74	61	100	125	102	31	142	0.88
84-02-22	260	74	60	100	126	102	31	142	0.89
84-02-23	258	74	59	100	125	102	31	142	0.88
84-02-24	256	75	58	100	123	102	31	142	0.87
84-02-25	258	75	57	100	126	102	31	142	0.89
84-02-26	259	75	56	100	128	102	30	144	0.89
84-02-27	256	76	55	100	125	102	30	144	0.87
84-02-28	253	76	54	100	123	102	30	144	0.85
84-02-29	256	76	54	100	126	102	30	144	0.88
84-03-01	258	76	53	100	129	102	30	144	0.90
84-03-02	257	75	52	100	130	102	30	144	0.90
84-03-03	255	75	51	100	129	102	28	148	0.87
84-03-04	256	75	50	100	131	102	26	152	0.86
84-03-05	257	75	49	100	133	102	24	156	0.85
84-03-06	257	75	47	100	135	102	21	162	0.83
84-03-07	256	75	45	100	136	102	18	168	0.81
84-03-08	258	74	43	100	141	102	15	174	0.81
84-03-09	259	72	41	100	146	102	12	180	0.81
84-03-10	258	70	39	100	149	102	9	186	0.80
84-03-11	257	68	36	100	153	102	6	192	0.80
84-03-12	257	66	33	100	158	102	3	198	0.80
84-03-13	258	64	30	95	168	102	0	198	0.85
84-03-14	257	62	28	90	176	102	0	194	0.91
84-03-15	256	60	25	90	180	102	0	194	0.93
84-03-16	255	58	22	90	183	102	0	194	0.94
84-03-17	252	56	19	90	184	102	0	194	0.95
84-03-18	253	54	16	85	194	102	0	189	1.03
84-03-19	250	52	13	85	195	102	0	189	1.03
84-03-20	249	48	10	80	203	102	0	184	1.10
84-03-21	246	46	7	75	206	102	0	178	1.16
84-03-22	242	44	4	70	208	102	0	173	1.20
84-03-23	239	40	0	60	215	102	0	163	1.32
84-03-24	248	36	0	40	234	102	0	142	1.65
84-03-25	215	32	0	40	202	102	0	142	1.42
84-03-26	225	28	0	20	201	102	0	122	1.65
84-03-27	205	24	0	16	178	102	0	118	1.51
84-03-28	180	20	0	12	155	102	0	114	1.36
84-03-29	156	16	0	8	155	102	0	110	1.41
84-03-30	152	12	0	6	151	102	0	108	1.40
84-03-31	150	8	0	4	150	102	0	106	1.42
84-04-01	153	4	0	2	151	102	0	104	1.46
84-04-02	149	0	0	0	149	102	0	102	1.46
84-04-03	–	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-04	–	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-05	–	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-06	–	–	–	–	–	102	0	102	–
84-06-20	199	–	–	–	199	104	0	104	1.91

Tableau 7. Paramètres hydrauliques

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	h (AM) (m)	h (M) (m)	h (BM) (m)	S_1 ($\times 10^{-3}$)	S_2 ($\times 10^{-3}$)	C_O	N_O
83-11-24	172	630.880	629.795	629.377	0.543	0.418	28.7	0.039
83-11-25	164	–	–	–	0.541	–	26.6	0.042
83-11-26	151	–	–	–	0.539	–	23.7	0.047
83-11-27	146	–	–	–	0.537	–	22.3	0.050
83-11-28	142	–	–	–	0.535	–	21.0	0.054
83-11-29	137	631.062	629.996	629.676	0.533	0.320	19.4	0.058
83-11-30	138	–	–	–	0.458	–	19.7	0.058
83-12-01	129	631.196	630.431	630.428	0.383	0.003	16.3	0.072
83-12-02	134	631.280	630.729	630.532	0.276	0.197	16.9	0.070
83-12-03	131	–	–	–	0.265	–	16.0	0.075
83-12-04	134	631.430	630.921	630.432	0.255	0.489	17.6	0.066
83-12-05	134	631.370	630.861	630.463	0.255	0.398	18.4	0.063
83-12-06	135	631.450	631.031	630.484	0.210	0.547	17.9	0.066
83-12-07	138	631.510	631.071	630.493	0.220	0.578	18.5	0.064
83-12-08	135	631.370	631.051	630.469	0.160	0.582	21.5	0.055
83-12-09	136	631.468	631.171	630.667	0.149	0.504	22.7	0.052
83-12-10	135	631.582	631.151	630.679	0.216	0.472	20.5	0.057
83-12-11	133	631.720	631.151	630.649	0.285	0.502	18.5	0.062
83-12-12	135	631.815	631.139	630.621	0.338	0.518	23.5	0.047
83-12-13	133	631.900	631.166	630.615	0.367	0.551	26.3	0.041
83-12-14	133	631.968	631.161	630.603	0.404	0.558	25.6	0.042
83-12-15	134	631.995	631.121	630.578	0.437	0.543	26.2	0.041
83-12-16	133	632.060	631.101	630.554	0.480	0.547	26.7	0.040
83-12-17	134	632.110	631.081	630.542	0.515	0.539	25.7	0.041
83-12-18	133	632.152	631.071	630.536	0.541	0.535	24.9	0.043
83-12-19	132	632.185	631.041	630.514	0.572	0.527	24.9	0.042
83-12-20	132	632.210	631.031	630.505	0.590	0.526	24.5	0.043
83-12-21	132	632.238	631.021	630.499	0.609	0.522	24.3	0.044
83-12-22	136	632.230	631.023	630.484	0.604	0.539	25.5	0.041
83-12-23	130	632.220	630.991	630.472	0.615	0.519	24.9	0.042
83-12-24	130	632.280	630.996	630.469	0.642	0.527	24.1	0.044
83-12-25	129	632.328	630.956	630.444	0.686	0.512	24.4	0.043
83-12-26	127	632.370	630.943	630.432	0.714	0.511	23.9	0.044
83-12-27	129	632.405	630.951	630.444	0.727	0.507	24.1	0.044
83-12-28	128	632.352	630.906	630.402	0.723	0.504	25.3	0.041
83-12-29	137	632.435	630.976	630.460	0.734	0.516	25.8	0.041
83-12-30	139	632.450	630.971	630.463	0.740	0.508	26.7	0.039
83-12-31	136	632.425	630.931	630.426	0.747	0.505	27.1	0.038
84-01-01	138	632.482	630.961	630.453	0.761	0.508	27.3	0.038
84-01-02	137	632.425	630.926	630.414	0.750	0.512	28.7	0.036
84-01-03	140	632.400	630.937	630.417	0.732	0.520	29.5	0.035
84-01-04	138	632.355	630.911	630.402	0.722	0.509	30.2	0.034
84-01-05	138	632.270	630.871	630.365	0.700	0.506	31.9	0.032

Note : Q = débit
h (AM) = niveau de l'eau à AM
h (M) = niveau de l'eau à M
h (BM) = niveau de l'eau à BM
S_1 = pente de la ligne d'eau de AM à M
S_2 = pente de la ligne d'eau de M à BM
C_O = coefficient de Chézy composé
N_O = coefficient de Manning composé

Tableau 7 (suite)

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	h (AM) (m)	h (M) (m)	h (BM) (m)	S_1 ($\times 10^{-3}$)	S_2 ($\times 10^{-3}$)	C_o	N_o
84-01-06	138	632.265	630.861	630.353	0.702	0.508	32.2	0.032
84-01-07	139	632.240	630.831	630.313	0.705	0.518	33.3	0.031
84-01-08	138	632.220	630.821	630.301	0.700	0.520	33.5	0.031
84-01-09	138	632.230	630.816	630.292	0.707	0.524	33.4	0.031
84-01-10	137	632.195	630.786	630.271	0.705	0.515	33.9	0.030
84-01-11	137	632.200	630.781	630.258	0.710	0.523	34.9	0.029
84-01-12	137	632.220	630.776	630.264	0.722	0.512	33.8	0.030
84-01-13	138	–	–	–	0.723	–	34.4	0.030
84-01-14	139	632.190	630.741	630.246	0.725	0.495	35.4	0.029
84-01-15	137	632.162	630.726	630.231	0.718	0.495	35.3	0.029
84-01-16	134	632.140	630.731	630.243	0.705	0.488	34.6	0.029
84-01-17	135	–	–	–	0.696	–	36.1	0.028
84-01-18	135	632.064	630.691	630.210	0.687	0.481	37.2	0.027
84-01-19	134	–	–	–	0.690	–	37.2	0.027
84-01-20	134	–	–	–	0.692	–	38.5	0.026
84-01-21	131	632.030	630.641	630.136	0.695	0.505	37.8	0.027
84-01-22	126	–	–	–	0.691	–	35.8	0.028
84-01-23	130	632.020	630.646	630.143	0.687	0.503	37.7	0.027
84-01-24	135	–	–	–	0.691	–	39.0	0.026
84-01-25	133	–	–	–	0.697	–	37.3	0.027
84-01-26	136	632.070	630.661	630.246	0.705	0.415	38.4	0.026
84-01-27	118	–	–	–	0.708	–	33.7	0.030
84-01-28	127	–	–	–	0.712	–	36.5	0.027
84-01-29	127	–	–	–	0.715	–	37.2	0.027
84-01-30	131	632.065	630.631	630.140	0.717	0.491	38.3	0.026
84-01-31	128	–	–	–	0.711	–	38.1	0.026
84-02-01	128	631.985	630.581	630.097	0.706	0.484	39.4	0.025
84-02-02	126	–	–	–	0.702	–	39.8	0.025
84-02-03	128	631.975	630.561	630.082	0.704	0.479	40.9	0.024
84-02-04	128	–	–	–	0.707	–	41.4	0.024
84-02-05	127	–	–	–	0.696	–	41.6	0.024
84-02-06	126	631.910	630.541	630.057	0.685	0.484	42.2	0.023
84-02-07	124	–	–	–	0.685	–	42.1	0.023
84-02-08	125	631.890	630.521	630.030	0.685	0.491	41.8	0.023
84-02-09	123	–	–	–	0.687	–	40.2	0.024
84-02-10	132	631.930	630.546	630.057	0.692	0.489	42.1	0.023
84-02-11	135	–	–	–	0.687	–	43.2	0.023
84-02-12	132	–	–	–	0.683	–	43.5	0.023
84-02-13	132	631.870	630.511	630.012	0.680	0.499	43.6	0.022
84-02-14	131	–	–	–	0.674	–	42.9	0.023
84-02-15	141	631.870	630.536	630.021	0.667	0.515	44.8	0.022
84-02-16	141	–	–	–	0.659	–	45.3	0.022
84-02-17	142	631.820	630.516	629.993	0.652	0.523	45.9	0.021
84-02-18	138	–	–	–	0.649	–	45.3	0.022
84-02-19	138	–	–	–	0.647	–	45.4	0.022
84-02-20	138	631.770	630.481	629.957	0.645	0.524	46.1	0.021
84-02-21	138	–	–	–	0.637	–	46.6	0.021
84-02-22	139	631.740	630.481	629.951	0.630	0.530	46.6	0.021
84-02-23	136	–	–	–	0.635	–	46.0	0.021
84-02-24	135	631.720	630.440	629.905	0.640	0.535	46.5	0.021
84-02-25	132	–	–	–	0.630	–	44.2	0.022

Tableau 7 (suite)

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	h (AM) (m)	h (M) (m)	h (BM) (m)	S_1 ($\times 10^{-3}$)	S_2 ($\times 10^{-3}$)	C_O	N_O
84-02-26	135	631.710	630.471	629.941	0.620	0.530	44.9	0.022
84-02-27	134	–	–	–	0.613	–	46.4	0.021
84-02-28	132	631.625	630.411	629.874	0.607	0.537	47.2	0.021
84-02-29	136	–	–	–	0.599	–	47.0	0.021
84-03-01	139	631.640	630.461	629.914	0.590	0.547	46.8	0.021
84-03-02	131	–	–	–	0.595	–	43.5	0.023
84-03-03	131	631.630	630.433	629.877	0.599	0.556	44.5	0.022
84-03-04	130	–	–	–	0.598	–	43.8	0.022
84-03-05	130	631.645	630.451	629.902	0.597	0.549	43.4	0.022
84-03-06	128	–	–	–	0.590	–	42.8	0.023
84-03-07	127	631.610	630.441	629.887	0.585	0.554	42.9	0.023
84-03-08	129	–	–	–	0.583	–	42.1	0.023
84-03-09	129	631.628	630.471	629.926	0.579	0.545	40.8	0.024
84-03-10	128	–	–	–	0.575	–	40.1	0.024
84-03-11	129	631.590	630.446	629.923	0.572	0.523	39.4	0.024
84-03-12	127	–	–	–	0.574	–	37.5	0.026
84-03-13	131	631.610	630.461	629.941	0.575	0.520	35.3	0.028
84-03-14	132	631.530	630.451	629.944	0.540	0.507	33.8	0.029
84-03-15	132	–	–	–	0.544	–	32.6	0.030
84-03-16	135	631.525	630.431	629.917	0.547	0.514	32.5	0.030
84-03-17	133	631.455	630.396	629.899	0.530	0.497	32.2	0.031
84-03-18	133	631.450	630.411	629.917	0.520	0.494	29.6	0.034
84-03-19	133	631.410	630.381	629.896	0.515	0.485	29.6	0.034
84-03-20	134	631.135	630.371	629.896	0.490	0.475	28.4	0.036
84-03-21	135	631.270	630.341	629.877	0.465	0.464	28.2	0.036
84-03-22	138	631.400	630.311	629.865	0.545	0.446	25.9	0.040
84-03-23	135	631 220	630.281	629.832	0.470	0.449	25.2	0.042
84-03-24	142	631.215	630.366	629.923	0.425	0.443	22.9	0.047
84-03-25	140	630.825	630.052	629.667	0.387	0.385	29.6	0.036
84-03-26	141	630.716	630.141	629.603	0.288	0.538	32.2	0.034
84-03-27	141	–	–	–	0.370	–	33.5	0.032
84-03-28	139	630.640	629.711	629.463	0.465	0.248	35.7	0.030
84-03-29	138	630.580	629.475	628.984	0.553	0.491	31.9	0.033
84-03-30	141	–	–	–	0.560	–	33.3	0.032
84-03-31	139	630.560	629.424	628.878	0.568	0.546	32.6	0.032
84-04-01	134	–	–	–	0.570	–	30.8	0.035
84-04-02	140	–	–	–	0.549	–	33.2	0.032
84-04-03	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-04	–	630.585	629.446	628.826	–	0.620	–	–
84-04-05	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-06	135	630.510	629.413	628.823	–	0.590	–	–
84-06-20	193	–	–	–	0.587	–	29.0	0.038

Chézy a commencé à augmenter à mesure que les niveaux de l'eau continuaient à s'élever. À la suite de la prise des glaces à un endroit donné, les niveaux de l'eau ont diminué lorsque le coefficient de Chézy a augmenté jusqu'à son maximum saisonnier, lequel correspondait à son tour au moment des plus grandes vitesses d'écoulement. Ensuite, avec le début de la débâcle, le coefficient de Chézy est tombé brusquement en raison de la rugosité des glaces. Après la débâcle, le coefficient de Chézy a augmenté et repris sa valeur estivale (en eaux libres).

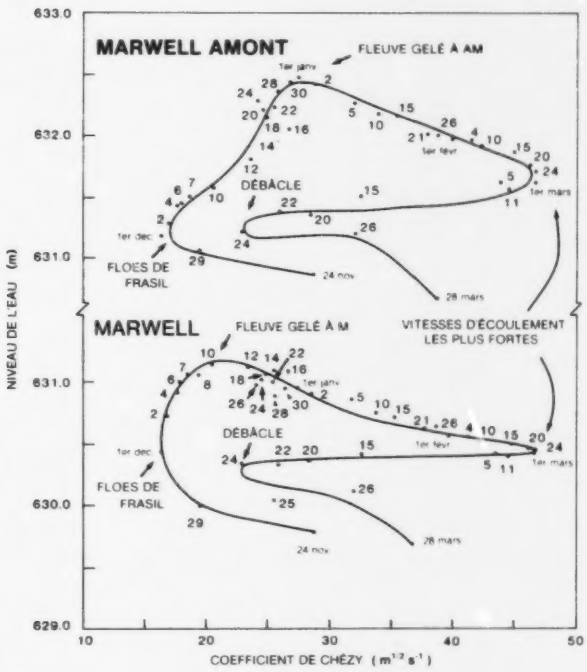


Figure 54. Courbes de corrélation du coefficient de Chézy en fonction du niveau de l'eau.

Analyse des profils de vitesse

La rugosité hydraulique peut aussi être calculée à partir des mesures du profil de vitesse. Cette méthode consiste à isoler la rugosité du manteau glaciel des autres sources de résistance comme la rugosité du lit et les absences d'uniformité.

Les profils de vitesse sont examinés ci-après en faisant appel à la fois à la loi logarithmique et à la loi de puissance deux. La loi logarithmique est employée parce qu'elle a directement trait à la nature physique de la limite; la loi de puissance deux est employée parce qu'elle donne une description simple du profil de vitesse.

Formulation générale

Le profil de vitesse à l'intérieur d'une couche limite turbulente est habituellement décrit au moyen de la loi logarithmique basée sur la théorie de la longueur de mélange de Prandtl et l'hypothèse d'analogie de Von Karman. Pour un écoulement uniforme permanent le long d'une limite rugueuse, la vitesse à une distance z à partir de la limite est donnée par :

$$U(z) = U_*/k\,[1n(30z/K_S)]$$

où

U_* = vitesse de frottement = $(gdS)^{1/2}$
k = constante de Von Karman (0.40)
K_S = hauteur de rugosité
g = gravité
d = profondeur
S = pente de la ligne d'eau.

Les avantages de la méthode logarithmique sont les suivants :

1) elle est généralement acceptée comme étant le modèle le plus réaliste;

2) elle donne des paramètres physiquement définis comme la rugosité de la limite;

3) il existe une grande quantité de données expérimentales pour les besoins de comparaison.

Les inconvénients de la méthode logarithmique sont les suivants :

1) le rapprochement des couches limites supérieures et inférieures donne une discontinuité (pointe) à la profondeur de U_{max};

2) le processus de rapprochement suppose qu'aucune limite n'influe sur l'autre;

3) la profondeur de U_{max} est souvent très difficile à choisir (Pratte, 1979);

4) K_S est extrêmement variable en raison des conditions fortement irrégulières qui règnent dans les cours d'eau naturels.

En outre, la méthode logarithmique est douteuse lorsque la rugosité relative est grande (Bayazit, 1976).

Dans le cas du manteau glaciel, on peut s'attendre que les profils de vitesse correspondent à des vitesses nulles aux

limites supérieure et inférieure et un maximum unique U_{max} à une profondeur intermédiaire quelconque. On considère alors le profil au complet comme une combinaison des deux couches logarithmiques, l'une le long de la glace et l'autre le long du lit, par exemple :

$$U_i(z) = U_{*i}/k \ 1n \ (30z_i/K_{si})$$

et

$$U_b(z) = U_{*b}/k \ 1n \ (30z_b/K_{sb})$$

où les lettres i et b désignent la surface de la glace et la surface du lit. En réalité, U_* et K_s sont déterminés en ajustant des droites aux courbes de U(z) en fonction de log(z), par exemple U_* est donné comme étant la pente de U(z) en fonction de log(z) tandis que $K_s/30$ correspond à l'interception en U(0).

Les facteurs de frottement de Darcy-Weisbach, qui correspondent à la glace (lettre i) et au lit (lettre b), peuvent maintenant être déterminés par :

$$f_i = 8(U_{*i}/<U_i>)^2$$

et

$$f_b = 8(U_{*b}/<U_b>)^2$$

où les crochets (< >) indiquent des quantités moyennes. Les coefficients de Manning sont donnés par :

$$n_i = (f_i/8g)^{1/2} \ z^{1/6}$$

et

$$n_b = (f_b/8g)^{1/2} \ z^{1/6}$$

Pour une discussion plus complète concernant l'application de la loi logarithmique aux cours d'eau englacés, voir Beltaos (1979, 1982).

Une autre façon de décrire les profils de vitesse dans les cours d'eau englacés consiste à recourir à la méthode relative à la loi de la puissance deux de Papadakis et coll. (1984), par exemple :

$$U(z) = C_* \ z^a \ (H-z)^b$$

où C_*, a et b sont des paramètres d'ajustement des courbes tandis que H est la profondeur totale de l'eau. Cette fonction est égale à zéro aux deux limites et possède un maximum unique à des profondeurs intermédiaires. La profondeur qui correspond à la vitesse maximale s'exprime par la relation simple

$$Z_{max} = aH/(a+b)$$

De plus, la vitesse moyenne est donnée par l'intégration numérique

$$<U> = (1/H) \int_0^H U(z) \, dz$$

Les avantages d'une telle approche sont les suivants :

1) elle décrit l'écoulement complet au moyen d'une fonction unique et continue;

2) elle peut être linéarisée pour des besoins de calculs numériques;

3) elle donne une valeur non équivoque de Z_{max}, la profondeur qui correspond à la vitesse maximale.

En outre, une mesure qualitative de la rugosité limite est donnée par les grandeurs des exposants réels a et b.

L'inconvénient de la méthode relative à la loi de la puissance deux tient au fait que cette méthode va à l'encontre de la pratique courante qui consiste à considérer les couches limites turbulentes comme obéissant à la loi logarithmique; mais à ce sujet, consulter Miller et coll. (1971) et Liang (1975).

Dans ce qui suit, nous adoptons une procédure qui combine les meilleurs éléments des deux modèles qui précèdent. Premièrement, nous nous servons de la loi de la puissance deux pour déterminer les éléments globaux de l'écoulement (c.-à-d. <U>, U_{max}, Z_{max}, etc.). Puis, la valeur de Z_{max} est employée pour diviser l'écoulement en deux couches non équivoques. Finalement, les deux couches sont ajustées à des courbes logarithmiques pour déterminer les caractéristiques de rugosité de la glace et du lit.

Analyse de la loi de la puissance deux

Quatorze profils de vitesse ont été déterminés à la section Marwell pendant l'hiver, et chacun a été ajusté au modèle de la loi de la puissance deux qui est décrit ci-dessus (tableau 8). Pour faciliter les comparaisons, les courbes ont été normalisées, soit

$$U'(z) = U(z)/U_{max}$$

et

$$z' = z/H$$

Tableau 8. Profils verticaux des vitesses – analyse de la loi de la puissance

Date	St.	H (m)	a	b	C_*	Z_{max} (m)	$\frac{Z_{max}}{H}$	U_{max} ($m\ s^{-1}$)	$\langle U_i \rangle$ ($m\ s^{-1}$)	$\langle U_b \rangle$ ($m\ s^{-1}$)	$\langle U \rangle$ ($m\ s^{-1}$)	$\frac{\langle U \rangle}{U_{max}}$
83-12-14	150	2.62	0.28	0.32	0.87	1.22	0.47	1.03	0.89	0.87	0.88	0.85
83-12-14	180	4.51	0.35	0.31	0.62	2.39	0.53	1.06	0.88	0.50	0.89	0.84
83-12-14	210	3.47	0.17	0.22	0.95	1.51	0.44	1.18	1.07	1.04	1.05	0.89
84-01-06	150	3.05	0.15	0.30	1.06	1.03	0.34	1.31	1.21	1.11	1.14	0.87
84-01-06	180	3.90	0.12	0.30	1.01	1.10	0.28	1.40	1.31	1.16	1.21	0.86
84-01-06	210	3.96	0.27	0.32	0.76	1.82	0.46	1.14	0.99	0.96	0.97	0.85
84-02-07	160	2.74	0.06	0.19	1.11	0.61	0.22	1.25	1.22	1.10	1.13	0.90
84-02-07	210	3.51	0.07	0.15	1.12	1.17	0.33	1.29	1.24	1.17	1.19	0.92
84-03-01	250	3.08	0.13	0.23	1.00	1.11	0.36	1.19	1.11	1.04	1.06	0.89
84-03-01	170	3.35	0.14	0.30	0.96	1.05	0.31	1.24	1.16	1.04	1.08	0.87
84-03-01	180	2.04	0.45	0.56	1.00	0.92	0.45	1.02	0.82	0.78	0.80	0.78
84-03-08	250	2.87	0.33	0.40	0.79	1.29	0.45	1.03	0.87	0.84	0.85	0.83
84-03-14	200	3.66	0.26	0.24	0.76	1.90	0.52	1.03	0.89	0.90	0.90	0.87
84-03-14	240	3.29	0.36	0.37	0.68	1.62	0.49	0.98	0.82	0.81	0.82	0.84
Moyenne		3.29	0.22	0.30	0.91	1.34	0.40	1.15	1.03	0.95	1.00	0.86
Écart type		0.63	0.12	0.10	0.16	0.46	0.10	0.13	0.17	0.13	0.14	0.03

Note : St. = distance (pi) séparant la station de la rive ouest
H = profondeur de l'eau
a = coefficient
b = coefficient
C_* = coefficient
Z_{max} = profondeur (vitesse max.)
$\frac{Z_{max}}{H}$ = rapport entre profondeur (vitesse max.) et profondeur (totale)
U_{max} = vitesse maximale
$\langle U_i \rangle$ = vitesse moyenne (couche supérieure)
$\langle U_b \rangle$ = vitesse moyenne (couche inférieure)
$\langle U \rangle$ = vitesse moyenne

Tableau 9. Valeurs de contrainte et de rugosité déterminées par l'analyse de la loi logarithmique

Date	St.	U_{*i} ($m\ s^{-1}$)	U_{*b} ($m\ s^{-1}$)	K_{si} (m)	K_{sb} (m)	f_i	f_b	C_i	C_b	n_i	n_b
83-12-14	150	0.064	0.091	0.056	0.347	0.043	0.089	42.7	29.7	0.024	0.036
83-12-14	180	0.086	0.051	0.428	0.018	0.075	0.025	32.3	56.0	0.036	0.020
83-12-14	210	0.050	0.073	0.003	0.073	0.018	0.040	66.0	44.3	0.016	0.025
84-01-06	150	0.067	0.100	0.007	0.280	0.024	0.067	57.2	34.2	0.018	0.033
84-01-06	180	0.039	0.112	0.000	0.495	0.007	0.075	105.8	32.3	0.010	0.037
84-01-06	210	0.085	0.082	0.180	0.218	0.058	0.058	36.8	36.8	0.030	0.031
84-02-07	160	0.013	0.070	0.000	0.044	0.001	0.033	280.0	48.7	0.004	0.023
84-02-07	210	0.028	0.056	0.000	0.006	0.004	0.018	140.0	66.0	0.007	0.017
84-03-01	250	0.045	0.075	0.001	0.088	0.013	0.042	77.7	43.2	0.013	0.026
84-03-01	170	0.041	0.100	0.000	0.405	0.010	0.075	88.5	32.3	0.011	0.036
84-03-01	180	0.114	0.091	0.567	0.404	0.155	0.109	22.5	26.8	0.044	0.038
84-03-08	250	0.069	0.110	0.101	0.824	0.052	0.138	38.8	23.8	0.027	0.045
84-03-14	200	0.067	0.068	0.103	0.092	0.054	0.054	38.1	38.1	0.029	0.029
84-03-14	240	0.085	0.081	0.383	0.350	0.087	0.082	30.0	30.9	0.036	0.035
Moyenne		0.061	0.083	0.131	0.260	0.043	0.065	75.4	38.8	0.022	0.031
Écart type		0.027	0.019	0.190	0.231	0.043	0.033	67.7	11.8	0.012	0.008

Note : St. = distance (pi) séparant la station de la rive ouest
U_{*i} = vitesse de frottement (couche supérieure)
U_{*b} = vitesse de frottement (couche inférieure)
K_{si} = facteur de rugosité (couche supérieure)
K_{sb} = facteur de rugosité (couche inférieure)
f_i = facteur de frottement de Darcy-Weisbach (couche supérieure)
f_b = facteur de frottement de Darcy-Weisbach (couche inférieure)
C_i = coefficient de Chézy (couche supérieure)
C_b = coefficient de Chézy (couche inférieure)
n_i = coefficient de Manning (couche supérieure)
n_b = coefficient de Manning (couche inférieure)

de telle sorte que la vitesse et la profondeur sont toutes deux tirées relativement à une échelle d'unité.

Les courbes qui en résultent sont indiquées à la figure 55. Certaines caractéristiques générales sont évidentes.

1) La variance de forme est plus grande dans la partie supérieure de la courbe que dans la partie inférieure. Ce comportement est lié aux changements saisonniers dans la rugosité du dessous de la glace.

2) La variance est minime pendant l'hiver en ce qui concerne la forme de la courbe entre les profondeurs 0.4 et 0.6.

3) La valeur moyenne de Z_{max}, la profondeur de U_{max}, est de 0.40. Il s'agit aussi de la profondeur de la variance minimale.

4) La moyenne de l'intervalle des vitesses déterminées à la position 0.8 (0.65 à 0.92) donne une valeur voisine de $<U>$, la vitesse moyenne à la verticale. Toutefois, le même établissement de la moyenne des vitesses à la position 0.2 (de 0.82 à 0.99) est voisin de $<U>$ seulement lorsque règnent des conditions de glace rugueuse.

5) Le rapport de $<U>/U_{max}$ est de 0.86 (Lau, 1982).

En calculant des valeurs moyennes pour les coefficients a, b et C_*, un profil de vitesse moyenne général pour la section de Marwell peut être déterminé. Ce calcul donne

$<a>$ = 0.22 + 0.12 (écart type)
$<b>$ = 0.30 + 0.10 (écart type)
$<C_*>$ = 0.91 + 0.16 (écart type).

Ce profil se présente sous forme de courbe pleine à la figure 56. De nouveau, il faut noter ici que la profondeur Z_{max} se produit à une profondeur de 0.40; ainsi, on peut dire empiriquement que la glace a dominé le 0.4 supérieur de l'écoulement tandis que le lit a dominé le 0.6 inférieur de l'écoulement.

Analyse de la loi logarithmique

Pour répartir l'écoulement en deux couches, la valeur de Z_{max} déterminée à partir de la loi de la puissance deux a été employée. Les paramètres de contrainte et de rugosité ainsi calculés sont énumérés au tableau 9. Ici, nous notons que les vitesses de frottement restent relativement constantes pendant tout l'hiver avec des valeurs moyennes de $<U_{*i}>$ = 0.06 m/s et $<U_{*b}>$ = 0.08 m/s. Toutefois, les facteurs de rugosité K_{si} et K_{sb} varient considérablement,

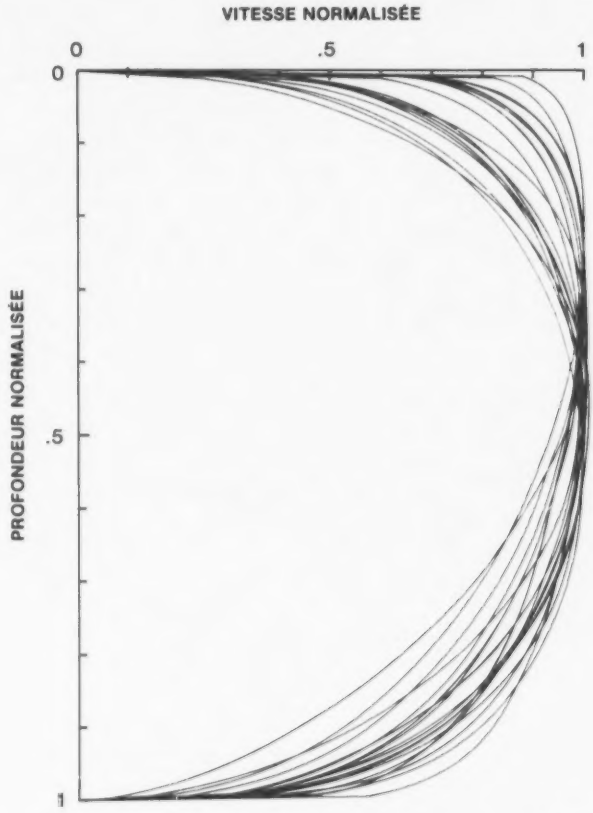


Figure 55. Profils verticaux de vitesse pour les profils énumérés au tableau 8.

en partie à cause des changements saisonniers réels et en partie à cause d'un problème de mesure lié aux fluctuations de haute fréquence dans la couche limite. Les valeurs moyennes semblent raisonnables (c.-à-d. $<K_{si}>$ = 0.13 m et $<K_{sb}>$ = 0.26 m); toutefois, les écarts types étant du même ordre de grandeur, il est donc permis de douter de la représentativité statistique de ces chiffres.

Nous pouvons maintenant comparer la valeur des coefficients de résistance déterminée par la méthode de la veine gonflée à celle déterminée à partir des profils de vitesse. À cette fin, nous nous servons de la relation suivante :

$$C_o = \left\{2/\left[(1/C_i^2) + (1/C_b^2)\right]\right\}^{1/2}$$

qui permet de déterminer une valeur moyenne du coefficient de Chézy composée de 48. Pendant la même période, la méthode du gonflement (figure 53) a donné une valeur moyenne d'environ 36. Il est aussi possible de comparer les coefficients de Manning au moyen de la relation

$$n_o = (n_i^{3/2} + n_b^{3/2})^{2/3}$$

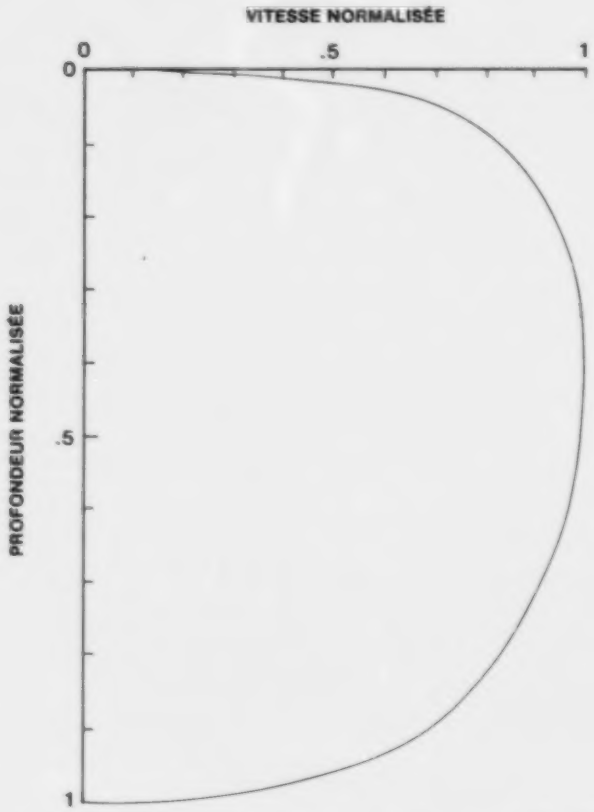


Figure 56. Profil vertical de vitesse pour le profil moyen à Marwell.

pour déterminer une valeur moyenne du coefficient de Manning composée de 0.027. Pendant la même période, la méthode du gonflement a donné une valeur moyenne d'environ 0.036.

Discussion

TENDANCES GÉNÉRALES DU CYCLE GLACIEL

Une vue schématique du cycle glaciel saisonnier est donnée à la figure 57. Cette question fait l'objet d'une discussion du point de vue des trois périodes hivernales.

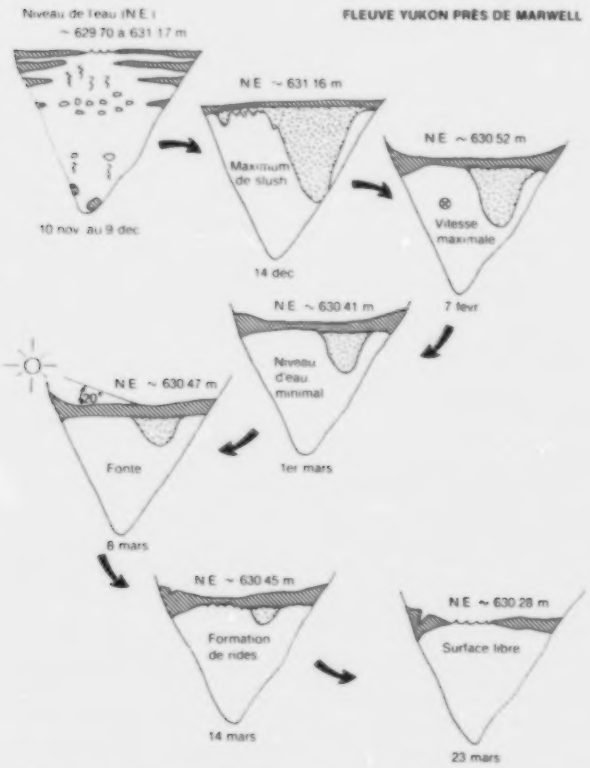


Figure 57. Schéma du cycle glaciel saisonnier du fleuve Yukon près de Marwell.

Prise des glaces

La période initiale de prise des glaces est caractérisée par la croissance de glace statique vers l'extérieur à partir de la rive et par la formation et l'écoulement de floes et de radeaux de frasil dans le chenal à surface libre. Ce chenal coïncide avec le noyau de vitesse maximale. La formation d'embâcles à certains endroits, particulièrement à l'étranglement de BM, donne lieu à une progression vers l'amont de la falaise de glace. Pendant cette période, la résistance à l'écoulement est très forte, ce qui produit une élévation rapide du niveau de l'eau.

Le barrage de frasil se forme à mesure que le frasil s'accumule au-dessous du manteau glaciel. Ce barrage déborde généralement sur les côtés du noyau de vitesse maximale, sauf dans BM où la formation initiale d'embâcles se produit. Une comparaison avec des relevés antérieurs effectués par la Division des relevés hydrologiques du Canada révèle que la formation de barrages de frasil est fréquente dans cette section du fleuve Yukon; le caractère stable des profils de ces barrages constitue une indication de l'existence d'un chenal relativement permanent. D'autres vérifications permettent de penser que tout écoulement franchissant le barrage suspendu pourrait, à toutes fins utiles, être considéré comme négligeable.

Milieu de l'hiver

Il est particulièrement intéressant de constater qu'il existe au milieu de l'hiver un moment où le manteau glaciel atteint un état de stabilité. Cet état de stabilité attire notre attention lorsque nous examinons la relation entre l'étendue du barrage de frasil et la vitesse moyenne. La plus forte vitesse a été enregistrée le 7 février à un moment où le barrage de frasil atteignait 60 % de sa taille maximale. Avec un écoulement presque constant (contrôlé par la CHNC), on pourrait s'attendre que les plus grandes vitesses coïncident avec le moment où l'aire de la section transversale du barrage de frasil est à son maximum; pour Marwell, ceci s'est produit le 14 décembre 1983. Même si on peut dire que le 7 février l'épaisseur de la glace (pour cette partie du manteau dépourvue de slush) atteignait un maximum, ceci n'explique pas complètement la plus forte vitesse sur l'ensemble de l'hiver. Ce phénomène correspondait à la date où un équilibre optimal s'établissait entre le manteau et la glace. Ceci est confirmé par des observations de la vitesse prises à proximité du manteau à diverses dates pendant toute la saison. Une telle hypothèse n'est pas validée par le profil de Chézy qui donne comme date d'adduction maximale le 1er mars. Il est possible que ces dates n'aient pas à coïncider. Du 7 février à la débâcle, des changements morphologiques se sont produits, notamment le dépôt de plaquettes et la formation de rides, ce qui a augmenté la

résistance. Ces changements, combinés à une augmentation de l'aire effective par suite de la régression du barrage de frasil, expliquent une vitesse réduite.

Débâcle

L'observation de la débâcle permet de mieux comprendre les mécanismes qui précipitent la décroissance de la glace et qui occasionnent des changements métamorphiques si marqués sur une si courte période.

Il existe un phénomène qui semble se produire après la date de stabilité et dans le cadre du processus de régression, c'est celui de la formation de plaquettes qui atteignent la surface par tous les orifices pratiqués dans le manteau. Par le passé, il nous est arrivé d'observer des nodules de la taille des oeufs de mouettes en plus d'avoir la forme de plaques. Tout en donnant à la glace des formes variées qui obéissent au fil de l'eau, les eaux les plus chaudes sculptent des configurations apparentées aux dunes (des rides) sur le dessous du manteau glaciel. Les auteurs estiment que de tels éléments sculptés se déplacent vers l'aval à une faible vitesse.

PROBLÈMES D'EXPLOITATION

L'effet de la formation de la glace à l'intérieur du bief observé du point de vue de la résistance du chenal est analogue à celui qui a été noté par Tsang (1982b) dans le cas du canal de Beauharnois. Il existe manifestement une réduction dans la capacité d'adduction du chenal par suite de la descente des glaces, de la formation d'un manteau glaciel et de la formation et de l'évolution d'un barrage de frasil. Une évaluation des variations de niveau d'eau à l'intérieur du bief à l'époque de la prise des glaces pourrait faciliter l'identification des secteurs vulnérables. De telles données seraient particulièrement intéressantes pour la Commission hydroélectrique du Nord canadien en lui permettant de déterminer plus facilement le meilleur calendrier de régulation de l'écoulement en fonction de la période critique de prise des glaces. Ces mêmes résultats devraient faciliter la détermination des endroits critiques à l'intérieur du bief, ce qui serait de nature à aider les personnes chargées d'appliquer des mesures de régulation des crues (p.ex. modification du chenal, installation d'estacades) afin de réduire les crues annuelles qui se produisent dans le secteur de Marwell par suite de la formation de glaces.

Les barrages de frasil intéressent au plus haut point les responsables des relevés hydrométriques. Ainsi, la présence de tels barrages augmente la difficulté de procéder à des mesures du débit dans les cours d'eau. Nos observations nous permettent de conclure que des barrages se forment aux mêmes endroits tous les ans; ainsi, une fois ces endroits repérés, la formation de ces barrages pourrait être évitée. Nos observations indiquent aussi qu'une quantité infime d'eau filtre à travers les barrages de frasil, et qu'il n'est pas nécessaire de tenir compte de cet aspect du problème dans les mesures du débit.

L'analyse des profils de vitesse dans diverses conditions glacielles et à diverses époques des cycles hivernaux permet d'évaluer le débit avec précision et plus rapidement que la méthode utilisée actuellement par la Division des relevés hydrologiques du Canada.

Finalement, la description du régime d'écoulement hivernal révèle qu'il existe des moments privilégiés pour procéder à des mesures dans un cours d'eau en hiver. Une attention particulière doit être accordée aux périodes instables de prise des glaces et de débâcle, au cours desquelles il n'est pas possible de faire des extrapolations jusqu'aux conditions de milieu d'hiver. La progression d'une falaise de glace à travers un bief et l'effet de remous qui en découle (hauteur et durée) doivent être bien compris et pris en compte avant de procéder à des mesures du niveau de l'eau qui serviront à la construction de courbes des débits jaugés. En outre, ces périodes ne peuvent être négligées sous prétexte qu'elles ne représentent qu'une fraction du débit annuel, puisque c'est à de telles époques que l'utilisation réelle de l'eau par les installations hydroélectriques est la plus exigeante.

Nous suggérons donc que les futures recherches portent en priorité sur les relations complexes qui existent entre les conditions climatiques, l'hydrologie et les changements souvent infimes qui se produisent à l'intérieur du manteau glaciel et à l'interface glace - eau.

Références

Adams, W.A. 1978. Effects of ice cover on the solar radiation regime in Canadian lakes. Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol., 20: 142-49.

Anderson, E.R. 1954. Energy budget studies. Water loss investigations: Lake Hefner studies. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 269.

Ashton, G.D. 1978. River ice. Annu. Rev. Fluid Mech., 10: 369-92.

Ashton, G.D., et J.F. Kennedy. 1972. Ripples on the underside of river ice covers. J. Hydraul. Eng., 98: 1603-24.

Bader, H., R. Haefeli, E. Bucher, J. Neher, O. Eckel, C. Thams, et P. Niggli. 1939. Der Schnee und seine Metamorphose (Snow and its Metamorphism). Beit. z. Geol. Schweiz. Geotech. Ser. Hydrol., Lief. 3. Bern. [English transl. 14 by U.S. Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.]

Baines, W.D. 1961. On the transfer of heat from a river to an ice sheet. Trans. Eng. Inst. Can., 5: 27-32.

Bayazit, M. 1976. Free surface flow in a channel of large relative roughness. J. Hydraul. Res., 14: 115-27.

Beltaos, S. 1979. Flow resistance of fragmented ice covers (ice jams). Dans Proc. Can. Hydrol. Symp., Vancouver, p. 93-126.

Beltaos, S. 1982. Notes on ice hydraulics. Centre canadien des eaux intérieures, Environnement Canada, Burlington (Ont.). Manuscrit inédit.

Beltaos, S. 1983. River ice jams: theory, case studies, and applications. J. Hydraul. Eng., 109: 1338-59.

Beltaos, S., et A.M. Dean. 1981. Field investigations of a hanging ice dam. Institut national de recherche sur les eaux, Environnement Canada, Burlington (Ont.) Manuscrit inédit.

Bengtsson, L. 1982. Experiences on the winter thermal regimes of rivers and lakes with emphasis on Scandinavian conditions. Dans Proc. Int. Symp. Ice, Québec, p. 11-54.

Carey, K.L. 1966. Observed configuration and computed roughness of the underside of river ice, St. Croix River, Wisconsin. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 550-B: 192-98.

Chin, W.Q. 1966. Hydrology of the Takhini River Basin. Yukon Territory Internal Report No. 2, Direction des ressources en eau, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Vancouver (C.-B.).

Clement, F., et S. Petryk. 1980. Limitations to numerical modelling of ice in rivers. Dans Proc. Workshop Hydraul. Resistance River Ice, Burlington (Ont.), p. 243-57.

Fisher, H.B., E.J. List, R.C.Y. Koh, J. Imberger, et N.H. Brooks. 1979. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. New York: Academic Press.

Grenfell, T.C., et G.A. Maykut. 1977. The optical properties of ice and snow in the arctic basin. J. Glaciol., 18: 445-63.

Larsen, P.A. 1969. Head losses caused by an ice cover on open channels. J. Boston Soc. Civ. Eng., 56: 45-67.

Lau, Y.L. 1982. Velocity distributions under floating covers. Can. J. Civ. Eng., 9: 76-83.

Liang, W.S. 1975. The development of turbulent boundary layers in open channel flow. Thèse de doctorat, Colorado State University, Fort Collins, Colo.

Maguire, R.J. 1975. Light transmission through snow and ice. Étude nº 91, Série des rapports techniques, Centre canadien des eaux intérieures, Direction générale des eaux intérieures, Environnement Canada, Burlington (Ont.).

Michel, B. 1971. Winter regime of rivers and lakes. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Monograph III-B1a, Hanover, N.H.

Miller, W.B., L.E. Traylor, et A.J. Blanco. 1971. Some statistical aspects of power law profiles. Dans Int. Symp. Probl. Stat. At. Sci., Hanover, N.H., p. 25-28.

Monenco Consultants Pacific Ltd. 1979. Ice conditions on the Yukon River at Whitehorse. Rapport présenté à la Commission hydroélectrique du Nord canadien. Document inédit.

Monenco Consultants Pacific Ltd. 1980. Ice conditions on the Yukon River at Whitehorse. Rapport présenté à la Commission hydroélectrique du Nord canadien. Document inédit.

Nezhikhovskiy, R.A. 1964. Coefficients of roughness of bottom surface of slush-ice cover. Sov. Hydrol. Sel. Pap., 2: 127-50.

O'Neil, K., et G.D. Ashton. 1981. Bottom heat transfer to water bodies. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab. Spec. Rep. 81-18.

Osterkamp, T.E., et J.P. Gosink. 1983. Frazil ice formation and ice cover development in interior Alaska streams. Cold. Reg. Sci. Technol., 8: 43-56.

Paily, P.P., E.O. Macagno, et J.F. Kennedy. 1974. Winter regime surface head loss from streams. Report 155, Institute for Hydraulic Research, University of Iowa, Iowa City, Ia.

Papadakis, J.E., E.C. Carmack, et M.E. Alford. 1984. Velocity profiles under ice cover. Région du Pacifique et du Yukon, Direction générale des eaux intérieures, Environnement Canada, Vancouver (C.-B.). Sous presse.

Pratte, B.D. 1979. Review of flow resistance of consolidated smooth and rough ice covers. Dans Proc. Can. Hydrol. Symp., Vancouver, p. 52-92.

Santeford, H.S. et G.R. Alger. 1984. Predicting flow-rates in an ice covered stream. Dans Proc. Third Int. Spec. Conf. Cold Reg. Eng., Edmonton, Vol. 3, p. 1031-43.

Tsang, G. 1982a. Frazil and Anchor Ice. National Research Council Subcommittee on Hydraulics of Ice Covered Rivers, Ottawa (Ont.).

Tsang, G. 1982b. Resistance of Beauharnois Canal in winter. J. Hydraul. Eng., 108: 167-86.

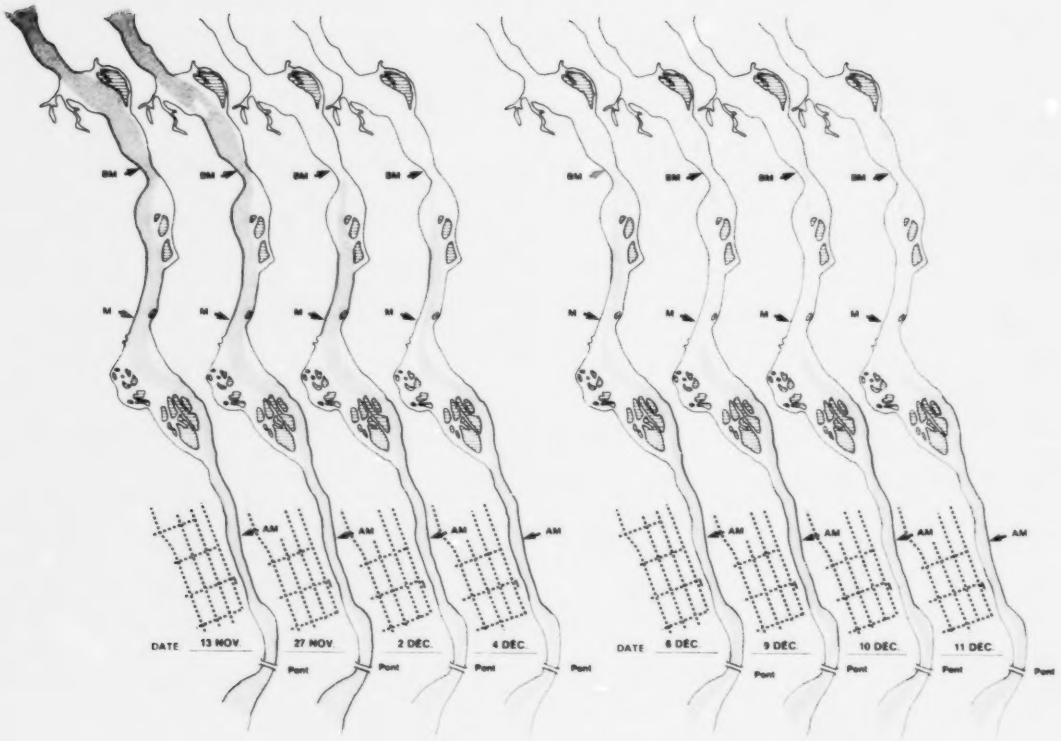
Underhill Engineering Ltd. 1979. Report on Yukon River ice formation at Whitehorse, Yukon Territory, December 1978-January 1979. Rapport présenté à Monenco Consultants Pacific Ltd. Document inédit.

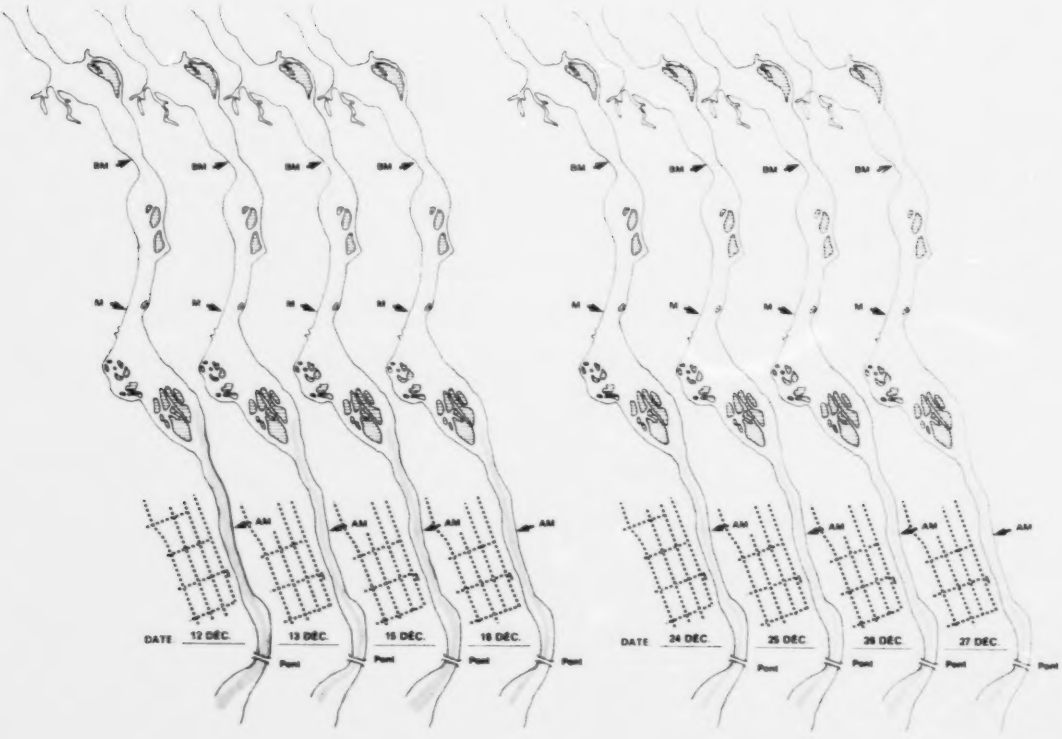
Underhill Engineering Ltd. 1980. Report on Yukon River water levels at Whitehorse, Yukon Territory, March-April 1980. Rapport présenté à la Commission hydro-électrique du Nord canadien. Document inédit.

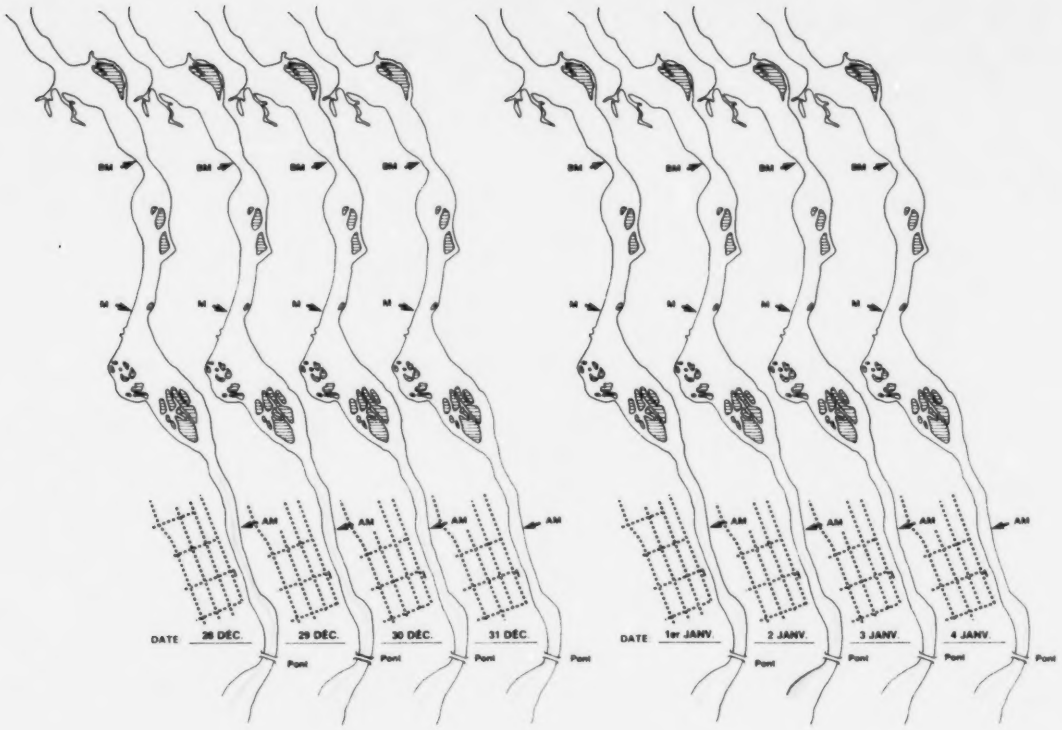
Uzuner, M.S. 1975. The composite roughness of ice covered streams. J. Hydraul. Res., 13: 79-102.

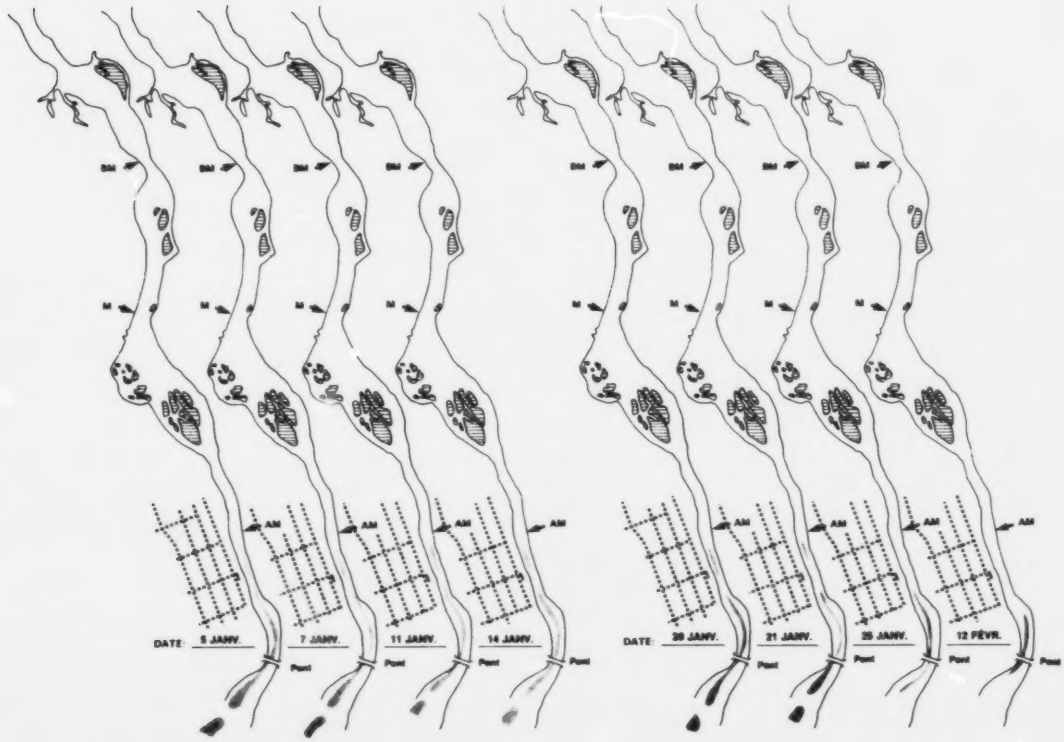
Annexe A

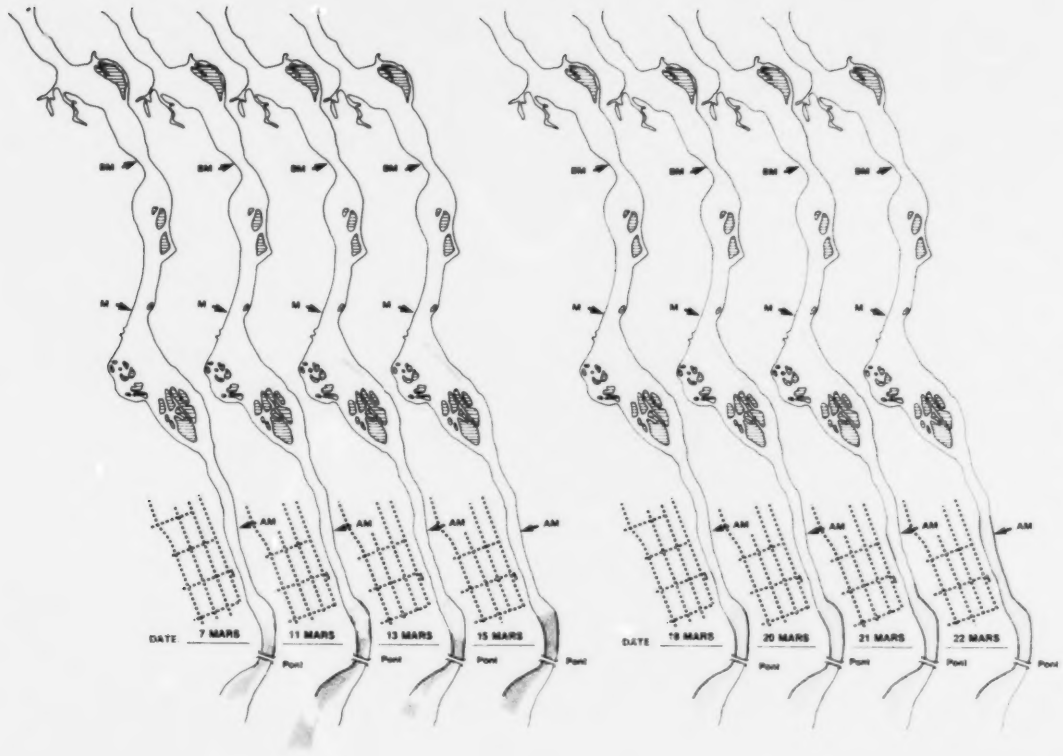
Cartes montrant la répartition du manteau glaciel en 1983-1984

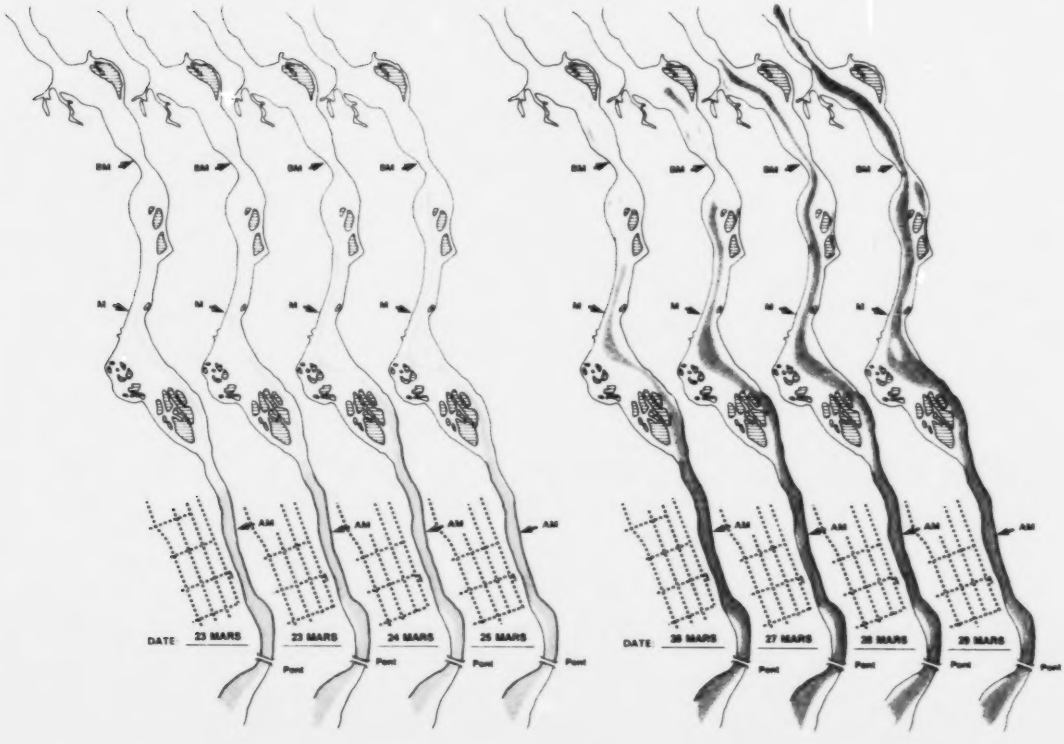

BM
M
AM
DATE
13 NOV.
27 NOV.
2 DÉC.
4 DÉC.
6 DÉC.
9 DÉC.
10 DÉC.
11 DÉC.
Pont

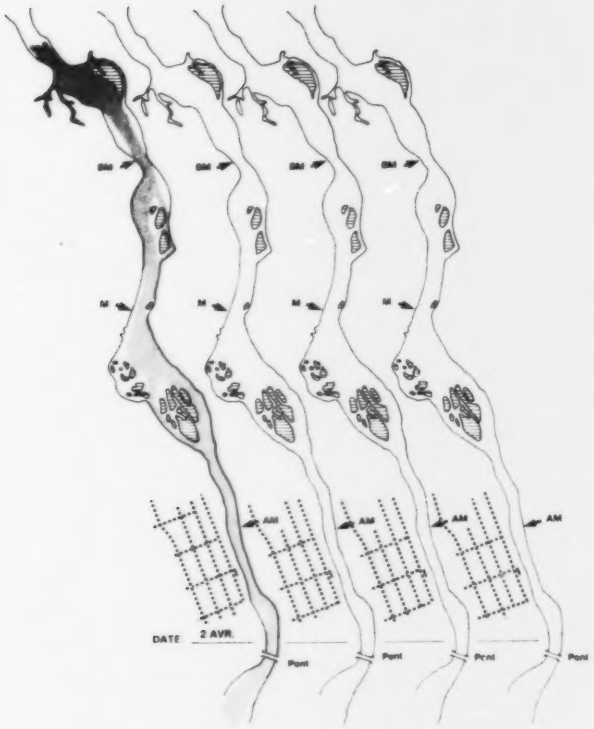

BM
M
AM
DATE
12 DÉC.
13 DÉC.
16 DÉC.
18 DÉC.
24 DÉC.
25 DÉC.
26 DÉC.
27 DÉC.
Pont


BM
M
AM
DATE
26 DÉC.
29 DÉC.
30 DÉC.
31 DÉC.
1er JANV.
2 JANV.
3 JANV.
4 JANV.
Pont


BM
M
AM
DATE
5 JANV.
7 JANV.
11 JANV.
14 JANV.
20 JANV.
21 JANV.
25 JANV.
12 FÉVR.
Pont


BM
M
AM
DATE
7 MARS
11 MARS
13 MARS
15 MARS
18 MARS
20 MARS
21 MARS
22 MARS
Pont


BM
M
AM
DATE
23 MARS
23 MARS
24 MARS
25 MARS
26 MARS
27 MARS
28 MARS
29 MARS
Pont


BM
M
AM
DATE 2 AVR.
Pont

Annexe B
Tension de vapeur saturante

Tableau B-1. Tableau de la tension de vapeur saturante (en millibars)

Température (°C)	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	6.1048	6.1955	6.2861	6.3795	6.4728
1	6.5674	6.6634	6.7594	6.8581	6.9581
2	7.0581	7.1594	7.2620	7.3660	7.4727
3	7.5794	7.6873	7.7967	7.9073	8.0193
4	8.1340	8.2486	8.3646	8.4833	8.6033
5	8.7233	8.8459	8.9699	9.0952	9.2219
6	9.3499	9.4805	9.6112	9.7445	9.8805
7	10.0165	10.1551	10.2951	10.4364	10.5804
8	10.7258	10.8724	11.0217	11.1724	11.3244
9	11.4777	11.6350	11.7923	11.9523	12.1136
10	12.2776	12.4429	12.6096	12.7789	12.9509
11	13.1242	13.3002	13.4775	13.6575	13.8388
12	14.0228	14.2095	14.3974	14.5868	14.7787
13	14.9734	15.1707	15.3694	15.5720	15.7760
14	15.9813	16.1906	16.4013	16.6146	16.8306
15	17.0492	17.2692	17.4932	17.7185	17.9465
16	18.1771	18.4104	18.6477	18.8864	19.1277
17	19.3717	19.6183	19.8690	20.1210	20.3769
18	20.6342	20.8956	21.1595	21.4262	21.6942
19	21.9675	22.2448	22.5234	22.8047	23.0900
20	23.3780	23.6687	23.9633	24.2606	24.5606